

Univerzita Karlova v Praze

Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Geologie

Studijní obor: Aplikovaná geologie



Bc. Zuzana Mokrá

Konstrukce rychlostních řezů v seismickém průzkumu

Construction of velocity sections in seismic prospection

Diplomová práce

Vedoucí diplomové práce: doc. RNDr. Jan Vilhelm, CSc.

Praha, 2016

Prohlášení:

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracovala samostatně a že jsem uvedla všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze, dne 8. 8. 2016

Zuzana Mokrá

Poděkování:

Ráda bych poděkovala doc. RNDr. Janu Vilhelmovi, CSc. za vědomosti, které jsem od něj získala během studia, za vedení mé práce, jeho názory, rady a připomínky. Dále bych ráda poděkovala Mgr. Františku Chalupovi za odborné konzultace, zapůjčení vybavení a pomoc při praktické realizaci měření. Za pomoc při práci v terénu také děkuji RNDr. Petru Táboříkovi, PhD.

Zuzana Mokrá

Abstrakt:

Cílem práce bylo porovnat čtyři různé metody pro konstrukci rychlostního řezu v seismickém průzkumu: metodu t_0 , metodu obecné inverze, metodu s předpokladem platnosti lineárního zákona nárůstu rychlosti směrem do hloubky a poslední tomografii. Každá předpokládá jiné prostředí, výpočty jsou přímé nebo se jedná o obrácené úlohy, využívají různé druhy seismických vln. Bylo zjištěno, za jakých podmínek lze kterou metodu použít v běžném 2D seismickém měření. Dále práce zkoumá alternativní zdroj seismické energie - dynamickou penetrační soupravu, používanou v inženýrsko-geologickém průzkumu. Tento zdroj porovnává s klasickým úderovým zdrojem - kladivem, přičemž hodnotí jeho využití v seismickém průzkumu.

Abstract:

Aim of this thesis was to compare four different methods of construction of velocity sections in seismic prospection: t_0 method, general inversion method, method based on presumption of linear velocity gradient medium and tomography. Each method assumes medium with different characteristics, calculations solve both direct and inverse problems, various types of seismic waves are utilised in calculations. It was determined, under which conditions any of afore mentioned methods can be used in common 2D seismic survey. Further on the thesis examines alternative source of seismic energy - set for dynamic penetration testing, which is commonly used in engineering geology. This source is compared to standard seismic hammer source. The thesis evaluated possibility of use this alternative source in seismic survey.

Obsah

1.Úvod.....	3
2.Geologická prozkoumanost území.....	3
2.1.Stručný popis širšího okolí lokality.....	3
2.2.Podrobný popis vlastní lokality.....	4
3.Terénní práce.....	4
3.1.Přístroje.....	4
3.2.Postup měření.....	4
4.Zpracování a interpretace dat.....	6
4.1.Primární data.....	6
4.2.Zpracování dat.....	6
4.2.1.Odečty prvních nasazení P-vln.....	7
4.2.2.Vrstevnaté prostředí - metoda t_0	9
4.2.3.Gradientové prostředí s lineárním rychlostním zákonem.....	11
4.2.4.Vrstevnaté prostředí - metoda obecné inverze.....	13
4.2.5.Gradientové prostředí - tomografie.....	15
4.2.6.Analýza seismických stop.....	23
5.Diskuse a porovnání výsledků.....	37
5.1.Porovnání postupů pro konstrukci seismického řezu.....	37
5.2.Porovnání seismických zdrojů.....	39
6.Geologická interpretace.....	40
7.Závěr.....	40
8.Zdroje.....	40
9.(Technická - k vymazání).....	41

1. Úvod

Tato práce byla zadána doc. RNDr. Janem Vilhelmem, CSc. na Oddělení užití geofyziky Ústavu hydrogeologie, inženýrské geologie a užití geofyziky, Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovi v Praze.

Cílem práce je porovnat čtyři různé metody pro konstrukci rychlostního řezu v seismickém průzkumu: metodu t_0 , metodu obecné inverze, metodu s předpokladem platnosti lineárního zákona nárůstu rychlosti směrem do hloubky a poslední tomografii. Každá předpokládá jiné prostředí, výpočty jsou přímé nebo se jedná o obrácené úlohy, využívají různé druhy seismických vln. Bylo zjištěno, za jakých podmínek lze kterou metodu použít v běžném seismickém profilovém měření.

Dále práce zkoumá alternativní zdroj seismické energie, dynamickou penetrační soupravu, používanou v inženýrsko-geologickém průzkumu. Tento zdroj porovnává s klasickým úderovým zdrojem - kladivem, přičemž hodnotí jeho využití v seismickém průzkumu.

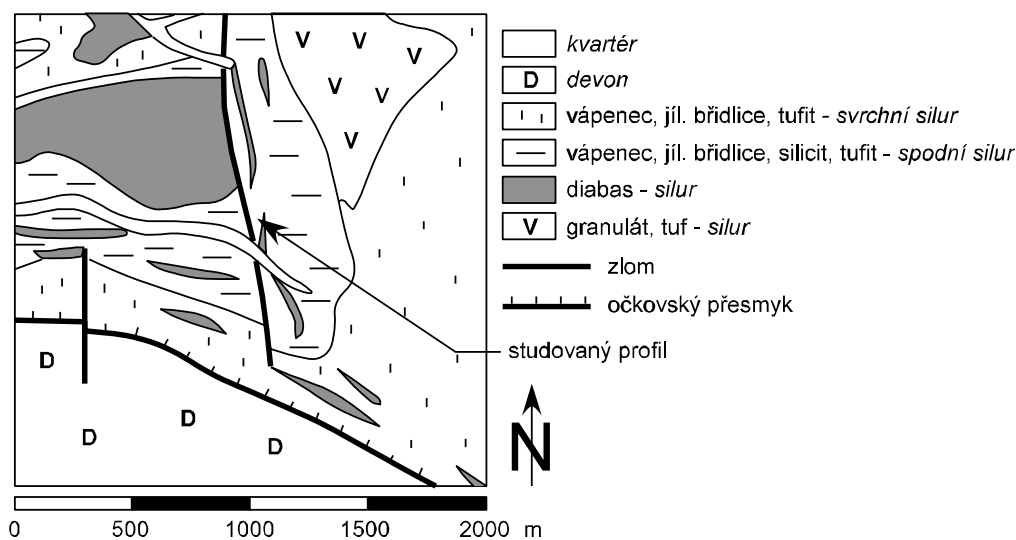
Terénní měření se uskutečnilo dne 20. 2. 2014 za účasti docenta Jana Vilhelma, magistra Františka Chalupy, doktora Petra Táboříka a autorky práce v obci Koněprusy, č. parcely 512/3 a 513/1.

2. Geologická prozkoumanost území

2.1. Stručný popis širšího okolí lokality

Studovaná oblast se nachází v centrální části Barrandienu (pražské pánvi). Jde o podmořské prostředí silurského útvaru, který se dělí na spodní a svrchní. Ve spodním siluru převažuje usazování graptolitových břidlic doprovázené podmořskou vulkanickou činností. Ve svrchním siluru se usazují hlavně vápence a vulkanická činnost ustává. ^(10.)

Na obr. 1 je znázorněna pozice studované oblasti v geologické mapě. Místo měření se nachází severně od očkovského přesmyku, který jej dělí od mladšího devonu. Jedná se o sedimenty spodního siluru doprovázené ložní žílou diabasu. V blízkosti profilu se nachází výrazný zlom SJ směru.



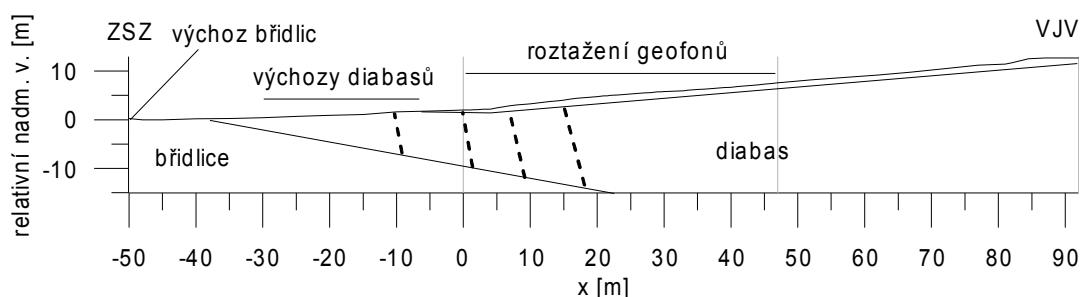
Obr. 1: Geologická mapa studované oblasti. Upraveno. ^(6.)

2.2. Podrobný popis vlastní lokality

V bezprostřední blízkosti měřeného profilu se nachází více míst bez pokryvu, kde skalní podloží vychází až na povrch. Jedná se o diabasy silurského stáří. Dále se zde nachází výchoz břidlic s příměsí jemně písčité složky, spodní silur, liteňská skupina (dřívě souvrství), pravděpodobně želkovické souvrství (dřívě vrstvy).

V jižním rohu parcely č. 512/3 byl proveden inženýrskogeologický průzkum pro založení novostavby, který není součástí této práce, nicméně bylo zjištěno, že v této části parcely je mocnost pokryvu 0,3 - 0,5 m, pod ním se nachází eluvium a skalní podloží začíná nejhluběji v 1,5 m pod povrchem terénu, přičemž se jedná o diabasy silurského stáří. Břidlice se objevuje pouze v úlomcích v pokryvu. ^(9.)

Na obr. (2) je schematicky znázorněna očekávaná geologická situace vycházející ze všech dostupných geologických dat. Vzhledem k výchozům diabasů a nepřítomnosti vrstvy břidlic pod pokryvem v jižní části parcely č. 512/3, není tato hornina očekávána ani pod pokryvem na měřeném profilu. Zároveň mocnost pokryvu je předpokládána maximálně první metry. Kolem -40 m profilu může být zlomová zóna a vzhledem k tektonickému porušení oblasti lze očekávat i porušení masivu nad ní.



Obr. 2: Očekávaná geologická situace. Obrázek je pouze schematický.

Z hlediska podmínek pro provádění seismického průzkumu je očekáváno prostředí, kde pod vrstvou pokryvu je diabas s klesajícím stupněm zvětřání a porušení směrem od povrchu skalního podloží do hloubky. Takovéto prostředí lze nahradit gradientovým prostředím se zvyšující se rychlostí směrem do hloubky. Pokud by stupeň zvětřání nebyl pozvolný, ale došlo by ke skokovému snížení směrem do hloubky, mohla by tato změna představovat lámající rozhraní. Obě možnosti nebo jejich kombinace jsou příznivé pro provedení seismického průzkumu.

Oblast profilu je odvodňována do nedaleké vodoteče a rybníka jihozápadně od profilu v rámci mělkého kvartérního kolektoru (pokryv, zvětřaliny a svrchní část puklinového systému podložních skalních hornin). V období sucha může dojít v tomto kolektoru k úplné ztrátě zvodnění. ^(9.) Proto není předpokládán zásadní vliv podzemní vody na změnu rychlostí šíření elastických vln.

3. Terénní práce

Na zkoumané lokalitě proběhlo terénní seismické měření, které je založené na principu vyvolání elastické vlny a její následné registraci poté, co se šíří geologickým prostředím.

3.1. Přístroje

Zdroje seismické energie pro vznik elastické vlny byly úderové.

Kladivo hmotnosti 7 kg, použito jako klasický zdroj, bylo základním nástrojem, protože záznamy, které

byly takto pořízené, sloužily jako referenční pro další zpracování. Čas vzniku elastické vlny byl určen pomocí uzavření elektrického okruhu tvořeného kladivem a kovovou podložkou při dopadu kladiva na tuto podložku.



Obr. 3: Bouchání kladivem obsluhou. (13.)

Jako alternativní zdroj byla použita dynamická penetrační souprava (dále jen DPS), která slouží k provádění dynamické penetrační zkoušky v inženýrské geologii dle normy ČSN EN ISO 22476-2 Geotechnický průzkum a zkoušení – Terénní zkoušky - Část 2: Dynamická penetrační zkouška. ^(4.) Jedná se o soutyčí průměru 32 mm s hrotem na dolním konci. Hrot má průměr 36 mm a vrcholový úhel 60 stupňů. Na soutyčí dopadá z konstantní výšky závaží o hmotnosti 30 kg volným pádem, které se zvedá pneumatickým zdvihem, napojeným na elektrocentrálu. ^(9.) Čas počátku registrace byl určen pomocí spínacího geofonu, vzdáleném 0,5 m od vertikální osy DPS. Pro sepnutí byla nastavena vhodná hodnota amplitudy signálu, po jejíž překročení se spustilo nahrávání záznamu. O vhodnosti využití DPS jako zdroje seismické energie pro provádění seismického průzkumu pojednává kap. 5.2.



Obr. 4: Obsluha při práci s dynamickou penetrační soupravou. (13.)

Pro snímání elastických vln byly použity elektrodynamické geofony GS-20DX. ^(7.) Jedná se o vertikální geofon s vlastní frekvencí 10 Hz, citlivostí 0,173 - 0,346 V/cm/s.

Pro registraci byla použita aparatura Geode. ^(5.) Používá 24-bitový analogově-digitální převodník, rozsah registrovaných frekvencí je od 1,75 Hz do 20 kHz, dynamický rozsah až 144 dB. Data jsou odeslána do připojeného řídicího počítače. Vzhledem k tomu, že k jedné registrační aparatuře lze připojit 24 geofonů, byly použity aparatury dvě.

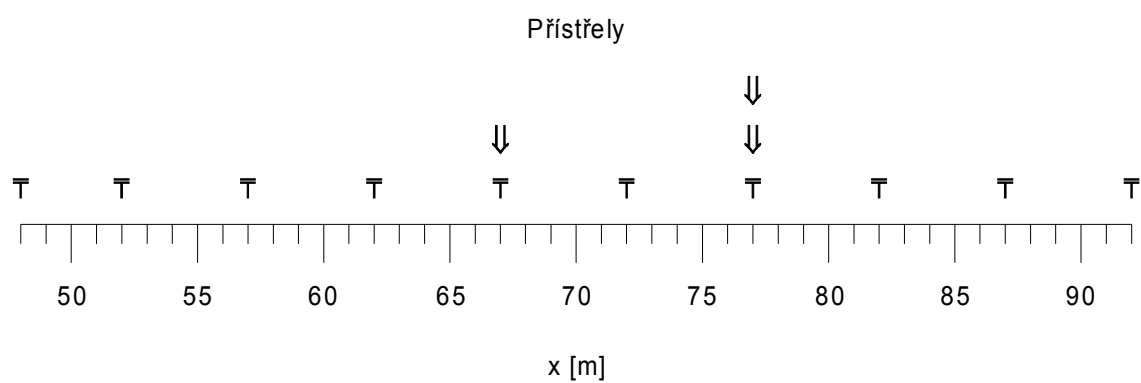
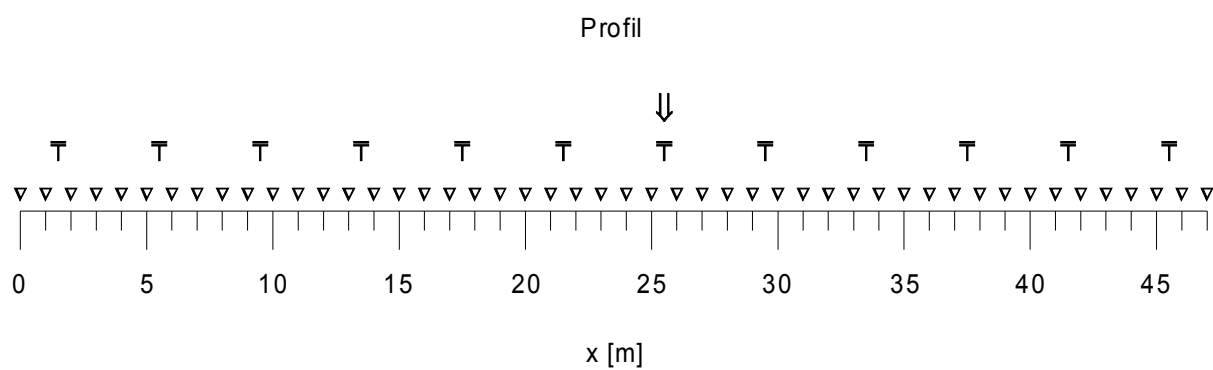
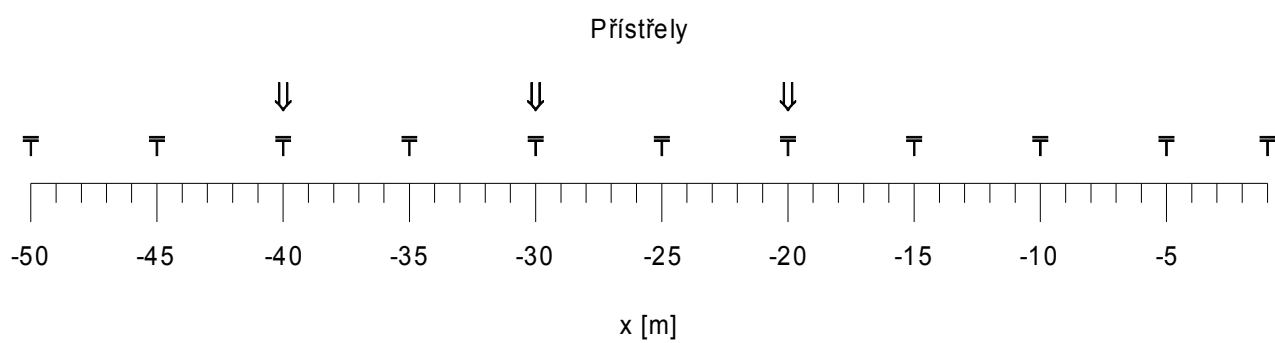


Obr. 5: Registrační zařízení Geode a část profilu s geofony. (13.)

3.2. Postup měření

Byl vytýčen profil 47 m dlouhý a na něm umístěny geofony po 1 m, celkem 48 geofonů. Azimut profilu je 103° . Postupně byly změřeny záznamy buzení oběma zdroji ze všech bodů úderů vyznačených na obr. 6. Na některých místech byl úder prováděn vícekrát a výsledný záznam je sumací všech těchto úderů, (přehled počtu úderů k sumaci uvádí tab. 3. v kap. 4.2.6.)

Úderům realizovaným pomocí DPS předcházelo zarážení sutyčí pod povrch terénu. Po dosažení takové hloubky, kdy se zvýšil dynamický odpor horniny natolik, že zarážení již probíhalo velmi pomalu, se provedlo samotné měření. (Hloubky zaboření hrotu DPS pro jednotlivé body úderů jsou uvedeny v tab. 1, kap. 4.1.)



▽	geofon
T	úder kladivem
⇓	úder DPS

Obr. 6. Schéma měření.

Nakonec byly změřeny relativní nadmořské výšky laserovým dálkoměrem se sklonoměrem.

4. Zpracování a interpretace dat

4.1. Primární data

Naměřená data představují 40 záznamů po 48 stopách. Krok vzorkování pro každou stopu je $0,3125 \cdot 10^{-4}$ s, celková délka každé stopy je 0,5 s, tj. 16 000 bodů na stopu.

Pro šest bodů úderu byly změřeny záznamy signálů buzených jak kladivem, tak pomocí DPS. Z toho 1 bod úderu byl přímo na profilu, zbylých 5 představují přístřely (viz obr.6). Při registraci pomocí DPS nebyl vyřešen problém určení přesného okamžiku dopadu závaží na soutyčí (viz kap. 3.2.) Pro další zpracování je zásadní shoda časů příchodů nejrychlejších vln od obou zdrojů s posunem konstantním na všech stopách pro jednotlivé body úderu přístřelů. Po jednoduché časové korekci, (tj. posunu časové osy tak, aby čas příchodu na stopě nejbližší bodu úderu, resp. na stopě nejčitelnější, byl stejný pro oba zdroje), je pak možné tyto záznamy dále porovnávat.

U jednoho bodu úderu na profilu, kde bylo použito kladivo i DPS, byly, na rozdíl od přístřelů, zaznamenány i signály v oblasti, kde je jako nejrychlejší vlna očekávána vlna přímá. Vzhledem k rozdílné geometrii spojené s úderem u každého zdroje, jsou i záznamy v této oblasti rozdílné. Časová korekce je proto realizována dle vzdálenější stopy, od které jsou již časy příchodů nejrychlejších vln od obou zdrojů ve shodě.

Pro jeden bod úderu byly změřeny přístřely buzené pomocí DPS při dvou různých hloubkách zaboření DPS. Opět je zde shoda časů příchodů nejrychlejších vln od obou zdrojů s posunem konstantním na všech stopách a je potřebná časová korekce. Tyto záznamy budou dále analyzovány a porovnávány.

V tab. 1 jsou uvedeny hloubky zaboření hrotu DPS v jednotlivých bodech úderů.

Tabulka 1: Hloubka zaboření hrotu DPS v bodech úderů x.

x [m]	Hloubka zaboření hrotu DPS [m]
-40	3,5
-30	0,7
-20	1,3
25,5	2,3
67	1,2
77	1,5 a 2

4.2. Zpracování dat

Pro zpracování naměřených dat byly určeny časy prvních příchodů P-vln. Výpočet rychlostních řezů byl následně proveden čtyřmi různými metodami, jejichž hlavní vlastnosti uvádí tab. 2.

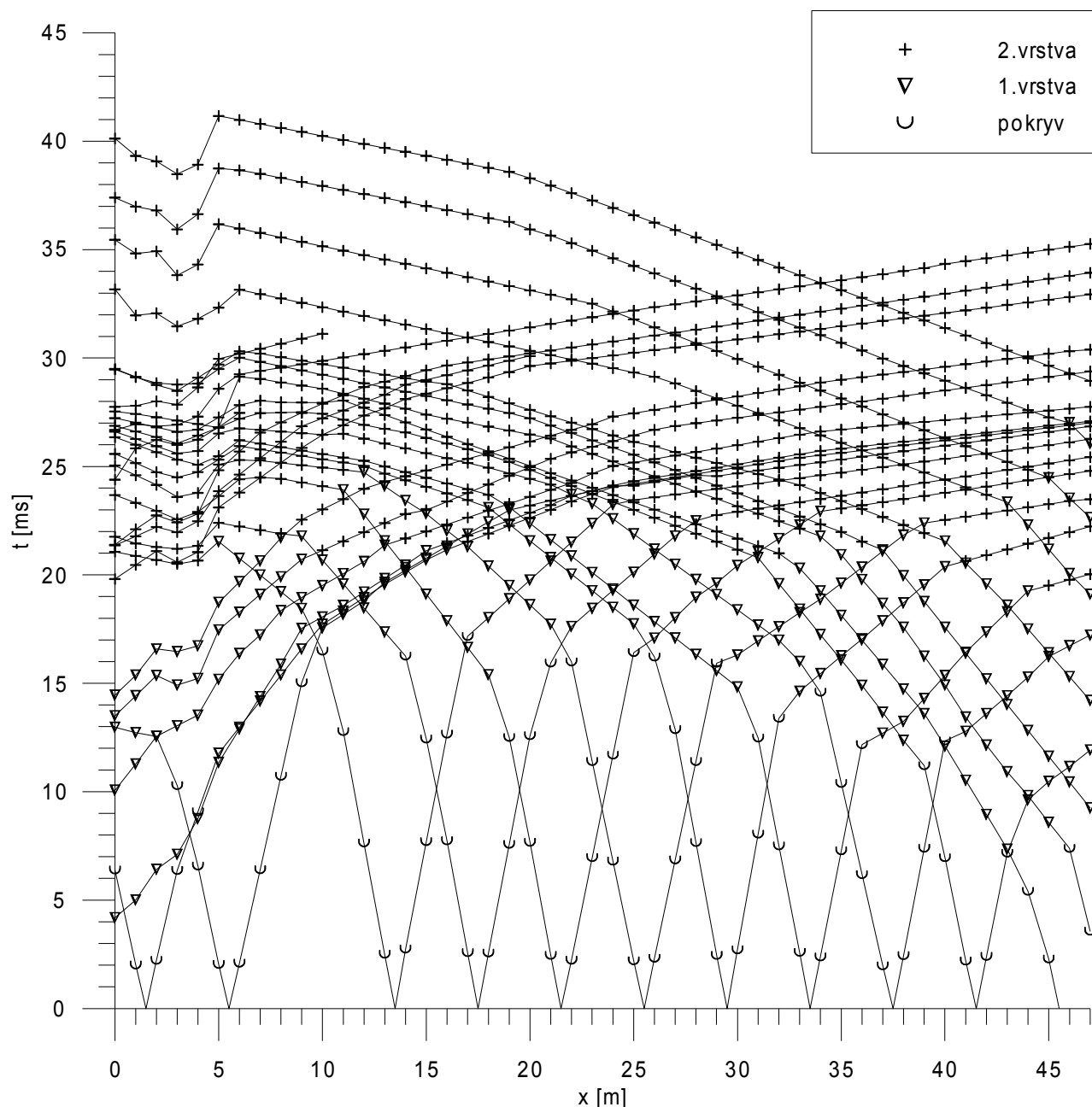
Tabulka 2: Přehled použitých metod a jejich základních vlastností.

Metoda	Typ úlohy	Předpoklad prostředí	Kapitola
metoda t_0	přímá	vrstevnaté	4.2.2.
metoda dle (Skopec, 1990)	přímá	gradientové	4.2.3.
metoda obecné inverze	obrácená	vrstevnaté	4.2.4.
tomografie	obrácená	vrstevnaté, gradientové	4.2.5.

V kapitole 4.2.6. je provedeno srovnání seismických záznamů buzených DPS se záznamy buzenými kladivem. K tomu je využita analýza komplexní seismické stopy.

4.2.1. Odečty prvních nasazení P-vln

V modulu Pickwin programu SeisImager/2D ^(12.) byly odečteny časy příchodů P-vln pro každý bod úderu. Pro odečty byly použity především záznamy signálů buzených kladivem. Záznamy signálů buzených pomocí DPS zpřesnily odečty tam, kde byly méně zašuměné než záznamy signálů buzených kladivem. Ovšem s nutnou časovou korekcí, vysvětlenou v kap 4.1.



Obr. 7: Hodochrony P-vln a rozdělení jejích úseků do vrstev.

Na obr. 7 jsou znázorněny časy příchodů P-vln jako hodochny pro jednotlivé body úderu. Na velké části záznamů v okolí prvních nasazení bylo určení časů příchodů komplikované vzhledem k malé čitelnosti způsobené šumem. Výsledné hodochny představují optimální výsledek, který generálně vystihuje situaci správně. Každá hodochna je rozdělena na úseky podle toho, ke které vrstvě prostředí patří, viz kap. 4.2.2.. Toho bude využito v metodách, kde je předpokládáno vrstevnaté prostředí nebo prostředí, kde je na povrchu pokryv a pod ním skalní podloží. Podle měnícího se sklonu hodochn je vidět, že se při vzdalování od bodu úderu na většině profilu zvyšuje zdánlivá rychlost, proto budou v dalším zpracování použity metody, které předpokládají nárůst rychlostí směrem do hloubky.

4.2.2. Vrstevnaté prostředí - metoda t_0

Dané hodochny byly nejdříve zpracovány metodou t_0 .

Předpokladem je vrstevnaté prostředí, kdy každá hlubší vrstva má vyšší rychlost, než vrstva nad ní, aby mohlo dojít k lomu paprsku na jejich rozhraní. Metoda využívá dvojici vstřícných hodochn lomené vlny k nalezení průběhu lámajícího rozhraní a rychlosti podél tohoto rozhraní. Lomená vlna přes celý interval profilu se získává snosem časů příchodů z vhodných hodochn. Metoda dále využívá rychlost pokryvu v_0 [m.s^{-1}] stanovenou z hodochn přímých vln, podle vzorce

$$v_0 = \frac{dx}{dt} \quad , \quad (1.)$$

kde dx [m] je přírůstek vzdálenosti na profilu odpovídající přírůstku času dt [s] na hodochně přímé vlny. Metoda t_0 dále využívá součtovou hodochnu t_0 [s] a rozdílovou hodochnu Θ [s]

$$t_0(x) = t_1(x) + t_2(x) - T \quad , \quad (2.)$$

$$\Theta(x) = t_1(x) - t_2(x) + T \quad , \quad (3.)$$

kde t_1 [s] a t_2 [s] jsou vstřícné hodochny a T [s] je jejich čas vzájemnosti. Pro nalezení každé vrstvy se používá t_1 , t_2 a T příslušící dané vrstvě. Vrstvu pokryvu od první vrstvy pod ním odděluje první rozhraní, kde rychlost podél tohoto rozhraní v_1 [m.s^{-1}] dostaneme z rozdílové hodochny příslušné vrstvy podle vzorce

$$v_1(x) = 2 \cdot \frac{\Delta x}{\Delta \Theta(x)} \quad , \quad (4.)$$

a hloubku tohoto rozhraní h_1 [m] pak ze součtové hodochny příslušné vrstvy podle vzorce

$$h_1(x) = \frac{t_0(x) \cdot v_0(x)}{2 \cdot \cos\left(\arcsin\left(\frac{v_0(x)}{v_1(x)}\right)\right)} \quad . \quad (5.)$$

První vrstvu pod pokryvem od vrstvy druhé odděluje druhé rozhraní, kde rychlost podél tohoto rozhraní v_2 [m.s^{-1}] dostaneme z rozdílové hodochny příslušné vrstvy podle vzorce

$$v_2(x) = 2 \cdot \frac{\Delta x}{\Delta \Theta(x)} \quad , \quad (6.)$$

a hloubku tohoto rozhraní h_2 [m] pak ze součtové hodochrony příslušné vrstvy podle vzorce

$$h_2(x) = \frac{(t_0(x) - t_0'(x)) \cdot v_1(x)}{2 \cdot \cos(\arcsin(\frac{v_1(x)}{v_2(x)}))} \quad , \quad (7.)$$

kde t_0' [s] dostaneme ze vzorce

$$t_0'(x) = 2 \cdot \frac{h_1(x) \cdot \cos(\arcsin(\frac{v_0(x)}{v_2(x)}))}{v_0(x)} \quad , \quad (8.)$$

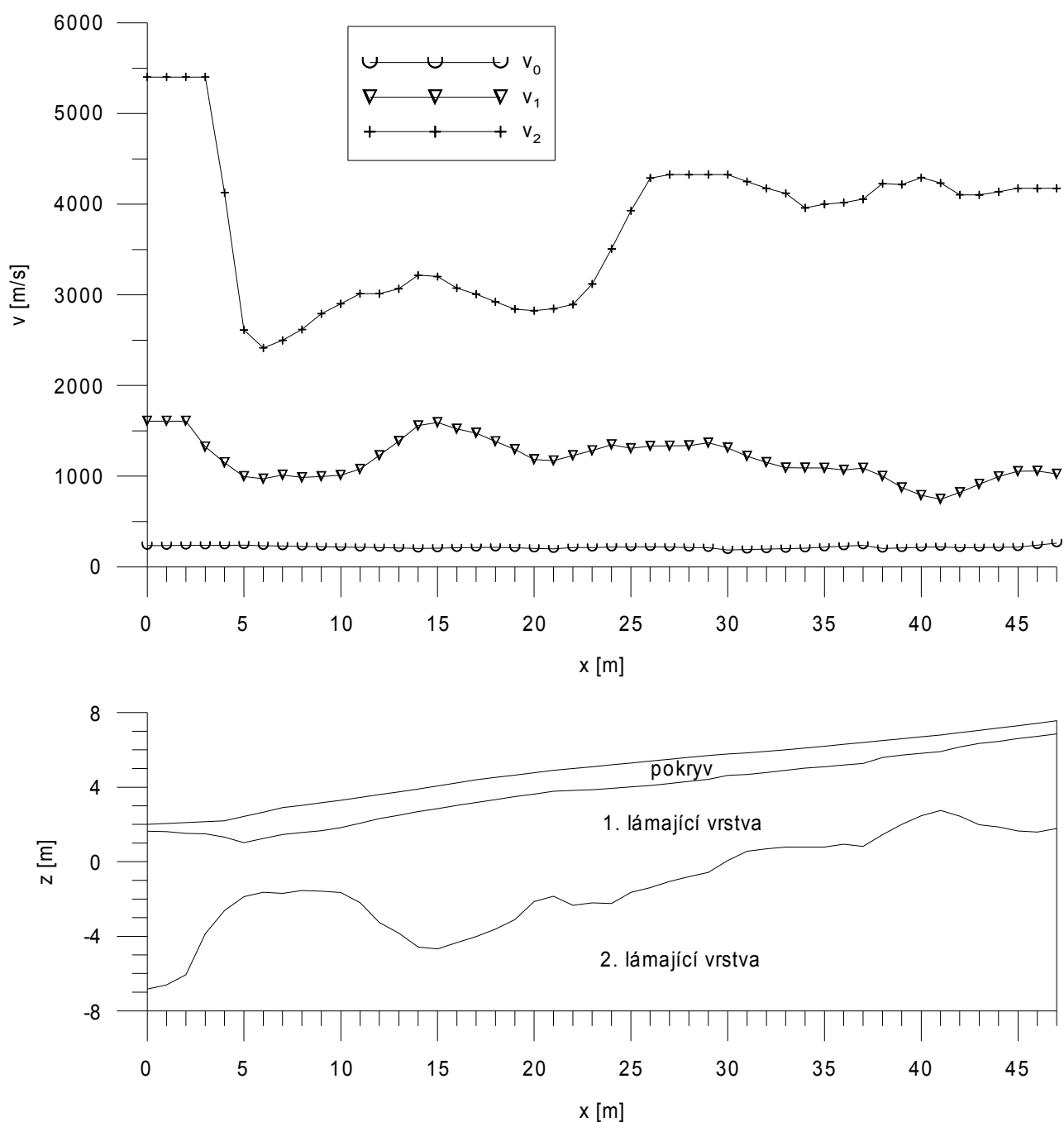
přičemž výsledná hloubka h_2 je hloubka druhého rozhraní od rozhraní prvního.^(14.)

Pro zjednodušení a vzhledem k menší čitelnosti dat odrážejících situací ve větších hloubkách, je zde vycházeno z předpokladu 3-vrstevného prostředí, tj. pokryvu a dvou vrstev pod ním. Na hodochronách (obr. 7) byly stanoveny úseky, které představují hodochronu přímé vlny procházející pokryvem, hodochronu lomené vlny šířící se podél povrchu první vrstvy, tj. prvního rozhraní a hodochronu lomené vlny šířící se podél povrchu druhé vrstvy, tj. druhého rozhraní. Do poslední skupiny jsou zařazeny i lomené vlny z případných hlubších rozhraní. Určení další vrstvy nebo vrstev na hodochronách by bylo komplikovanější a nad rámec úkolů této práce, proto bude v dalším zpracování případná hlubší vrstva brána do úvahy pouze okrajově.

Pro výpočty byly použity koncové hodochrony z bodu úderu 1,5 m a 45,5 m, obě rozšířeny snosem tak, aby vznikly dvě svodné hodochrony přes celý profil pro první i pro druhou vrstvu. Svodné hodochrony pro druhou vrstvu byly konstruovány s ohledem na úseky hodochron, které by mohly náležet případným hlubším vrstvám. Z těchto úseků se snos neprováděl.

Sklon hodochrony přímé vlny není u všech hodochron totožný, proto byly stanoveny rychlosti pokryvu v_0 v okolí bodů úderu podle příslušných hodochron za použití vzorce (1.) a následně lineárně interpolovány za účelem získání hodnoty v_0 pro každý bod profilu x , v němž se nachází geofon.

Podle vzorců (2.) a (3.) byly spočteny součtové a rozdílové hodochrony pro první i druhou vrstvu pod pokryvem z příslušných svodných hodochron a podle vzorců (4.) až (8.) hledané rychlosti a hloubky pro obě rozhraní. Výsledky znázorňuje obr. 8.



Obr. 8: Nahoře: Metodou t_0 zjištěné rychlosti podél profilu v pokryvu (v_0), na 1. lámajícím rozhraní (v_1) a na 2. lámajícím rozhraní (v_2). Dole: Metodou t_0 zjištěné hloubky lámajících rozhraní.

4.2.3. Gradientové prostředí s lineárním rychlostním zákonem

Další metoda pro konstrukci rychlostního řezu předpokládá, že pod pokryvem je prostředí s plynulým nárůstem rychlosti v_z [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$] do hloubky podle lineárního rychlostního zákona

$$v_z = v_1(1 + \beta \cdot \delta) \quad , \quad (9.)$$

kde v_l [m.s^{-1}] je rychlost na rozhraní pokryv-podloží spočtený metodou t_0 (kap. 4.2.2.), β [m^{-1}] je gradient rychlosti a δ [m] je hloubka. Cílem metody je nalezení bodů rychlostního řezu se souřadnicemi $[x, z]$ a jejichmi hodnotami v_z . Hodnota v_z [m.s^{-1}] se zjistí pomocí zdánlivé rychlosti na rozdílové hodochroně dvojice vstříčných refragovaných hodochron podle vzorce

$$v_z = 2 \cdot \frac{\Delta x}{\Delta \Theta} \quad (10.)$$

kde rozdílovou hodochronu Θ dostaneme ze vzorce (3.), přičemž čas vzájemnosti T zanedbáme, vzhledem k tomu, že jde o konstantu. Tento výpočet se provádí pouze uprostřed mezi oběma body odpalu vstříčných hodochron v okně 5-7 bodů. Tímto postupem se vyloučí vliv nehomogenit v pokryvu a sklonu rozhraní na výsledné hodnoty. Hodnotě v_z se přiřadí souřadnice x , která je totožná právě se středem mezi oběma body odpalu. Zbývá souřadnice z [m] se zjistí podle údajů o topografii, hloubky rozhraní pokryv-podloží h_l zjištěné metodou t_0 (kap. 4.2.2.) a hloubky pod tímto rozhraním δ [m] spočtené dle vzorce

$$\delta = \frac{\frac{l}{2} - (\xi_1 + \xi_2)}{2} \cdot \sqrt{\frac{v_z - v_l}{v_z + v_l}} \quad (11.)$$

kde l [m] je vzdálenost mezi body odpalu vstříčných hodochron, v_l [m.s^{-1}] je rychlost na rozhraní pokryv-podloží v bodě x uprostřed mezi oběma body odpalu a hodnoty ξ_1 a ξ_2 [m] lze spočítat ze vzorce

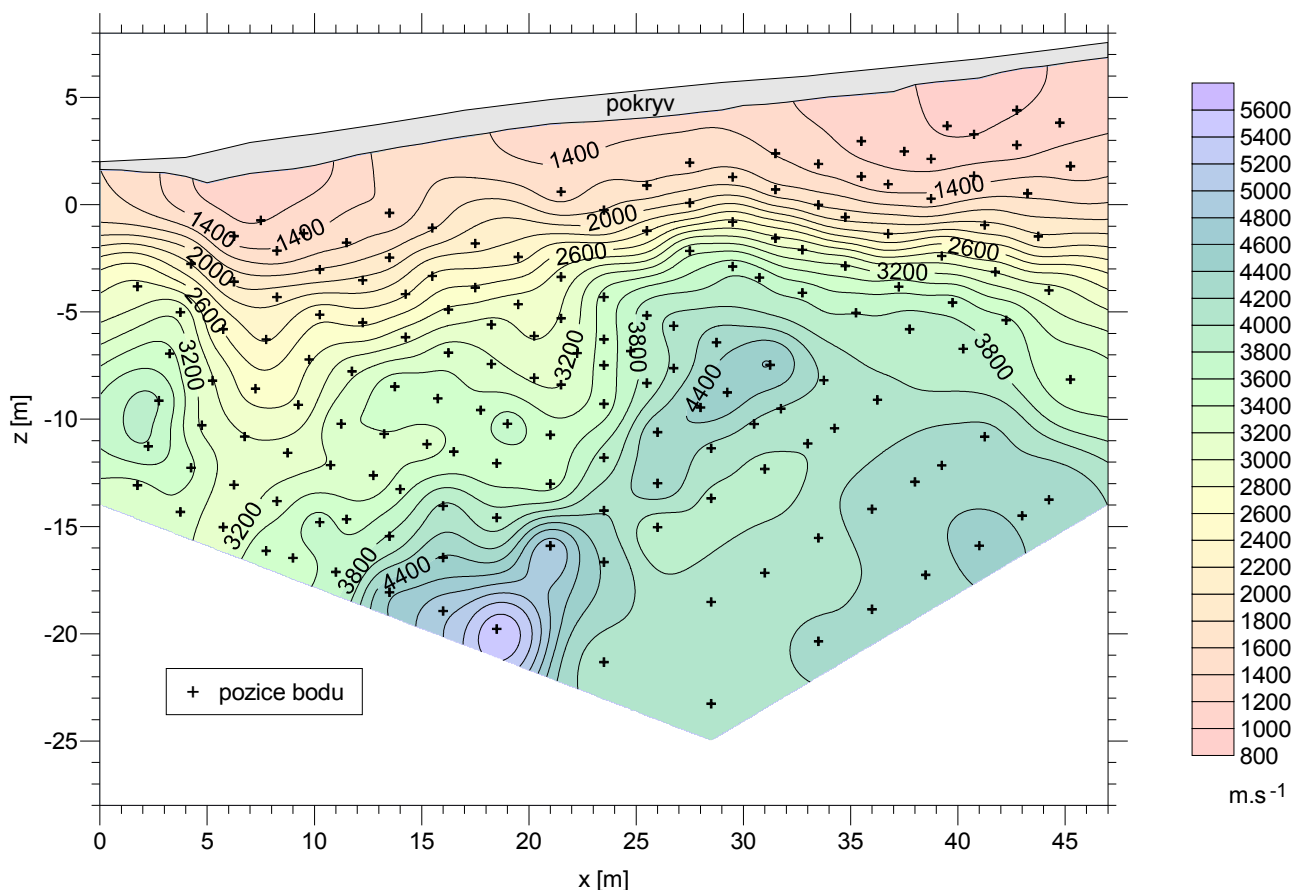
$$\xi_i = \frac{h_{li} \cdot v_{0i}}{\sqrt{v_{li}^2 - v_{0i}^2}} \quad (12.)$$

$i = 1, 2,$

kde i představuje vždy jeden z dvojice bodů odpalů, h_{li} [m] je hloubka rozhraní pokryv-podloží v místech odpalů zjištěná metodou t_0 , v_{0i} [m.s^{-1}] je rychlost v pokryvu v místech odpalů zjištěná metodou t_0 a v_{li} [m.s^{-1}] je rychlost na rozhraní pokryv-podloží v místech odpalů zjištěná metodou t_0 . (14., 3.)

Nejdříve byly nalezeny vhodné dvojice vstříčných hodochron. Jsou to takové dvojice, kterých střed mezi oběma body odpalu se nachází na vhodném bodě na profilu, kde je dostatečně dlouhá hodochrona refragované vlny pro výpočet v_z . Vzhledem k tomu, že hodochrony lomených vln použité v metodě t_0 (obr. 7) se jeví jako hodochrony refragovaných vln po částech aproximované přímkou, jsou použité i v této metodě. Pro každou vybranou dvojici vstříčných hodochron byla spočtena vzdálenost mezi body odpalu l , souřadnice x jako střed mezi oběma body odpalu a rychlost v_z podle vzorce (10.). Pomocí vzorců (11.) a (12.), údajů o topografii a zjištěných hloubek h_l byla nalezena souřadnice z . Pro výpočet ξ_i u přístřelů byly použity ve směru x nejbližší známé hodnoty h_{li} , v_{0i} a v_{li} . Vliv možné nepřesnosti z toho plynoucí bude studován dále, viz kap. 5.1.

V programu Surfer (8.) byla zkonstruována mapa izolinií ze spočtených bodů $[x, z, v_z]$, viz obr. 9. Pro konstrukci mapy byly využity také hodnoty rychlostí na rozhraní pokryv-podloží v_l spočtené metodou t_0 . Pro vytvoření gridu byly testovány různé metody. Jako nejvhodnější z nabízených možností programu se jeví metody *Kriging* a *Inverse Distance to a Power*. Testované variace metody *Kriging* vycházely z kombinací dílčích nastavení a lineárních i logaritmických variogramů. Nepodařilo se ovšem dosáhnout přiměřeného zhlazení izolinií při zachování podstatných anomálií. Nejlepší grid byl vytvořen metodou *Inverse Distance to a Power*, při nastavení dílčích parametrů *Power* rovno 4 a *Smoothing* rovno 2. Podstatné anomálie jsou v něm zachovány a zhlazení izolinií se jeví jako nejprůměrnější. Navíc jsou zde přiměřeně zhlazeny i výrazné lokální extrémy, což je vhodné vzhledem k nejistotě průběhu dráhy seismického paprsku v prostředí a tím i správnému přiřazení souřadnic $[x, z]$ hodnotě v_z , (bude diskutováno v kap. 5.1.).



Obr. 9: Rychlostní řez skalního podloží za předpokladu platnosti lineárního rychlostního zákona.

4.2.4. Vrstevnaté prostředí - metoda obecné inverze

V modulu Plotrefa programu SeisImager/2D byl proveden výpočet rychlostního řezu metodou obecné inverze. Předpokladem je vrstevnaté prostředí, kde jsou rychlosti v jednotlivých vrstvách konstantní a směrem do hloubky rostou. Princip metody spočívá v rovnici pro čas příchodu t [s] na hodochroně lomené vlny:

$$t = c_z z_z + c_p z_p + s_2 x_p \quad , \quad (13.)$$

přičemž

$$c = s_1 \cos(i) \quad , \quad (14.)$$

kde s_1 a s_2 [s.m^{-1}] jsou převrácené hodnoty rychlosti v nadložní a podložní vrstvě, tzv. pomalosti, i je kritický úhel [$^\circ$, příp. rad], c_z a c_p [s.m^{-1}] jsou hodnoty c podle vzorce (14.) pod zdrojem a pod přijímačem, z_z a z_p [m] jsou mocnosti nadložní vrstvy pod zdrojem a pod přijímačem a x_p [m] je souřadnice přijímače na profilu. Obecně lze rovnici (13.) zapsat ve tvaru

$$t_j = \sum_{k=1}^n c_{jk} z_k + x_j s_2, \quad (15.)$$

$$j = 1, 2, 3, \dots, m,$$

$$k = 1, 2, 3, \dots, n,$$

kde m je celkový počet časů příchodu ze všech hodochron lomené vlny od podložní vrstvy a n je celkový počet geofonů. V rovnici pro každé t_j jsou vždy tři nenulové členy. Tak vzniká soustava lineárních rovnic a vzhledem k tomu, že v praxi platí $m > n$, jedná se o pře určenou úlohu. (12., 14.)

Soustavu lineárních rovnic lze vyjádřit jako

$$Gm = d, \quad (16.)$$

kde d je vektor časů příchodu t_j , m je vektor neznámých z_k a s_2 a G je matice vyjadřující lineární vztah mezi těmito vektory pomocí c_{jk} a x_j . Inverzní úloha se řeší pomocí vzorce

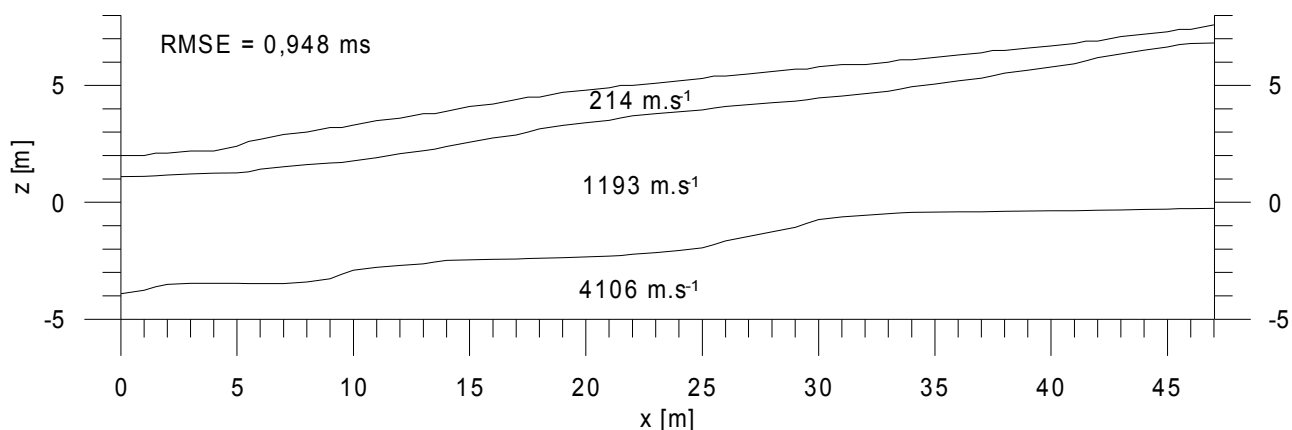
$$m' = (G^T G)^{-1} G^T d, \quad (17.)$$

kde m' představuje model, který je řešením minimalizace součtu čtverců reziduí. (1.) Hledání řešení pro optimální hodnotu kritického úhlu i lze provádět iterativně opakovaným spouštěním výpočtu. (14.)

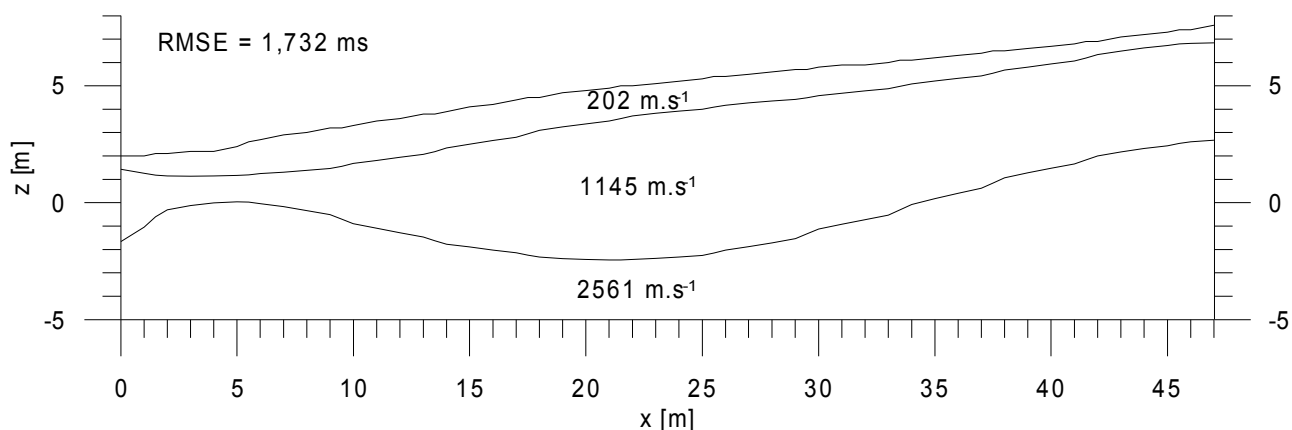
Pro výpočet byly použity hodochrony rozdělené na hodochrony přímých vln z pokryvu, lomených vln na první vrstvě podloží a lomených vln na druhé vrstvě podloží (obr. 7). V modulu Plotrefa byl spuštěn výpočet *Time-term inversion* a výsledný řez znázorňuje obr. 10. Uvedená chyba RMS je chybou mezi naměřenými a teoretickými hodochronami vypočtenými z výsledného modelu. Po dalších pěti iteracích má výsledný řez (obr. 11) větší RMS chybu, ale hranice vrstev více odpovídají geologické představě vyklínování podloží směrem k levému okraji řezu. Další iterace zvyšují RMS chybu a neodpovídají geologické představě.

Výše uvedené výpočty nezahrnují hodochrony představující přístřely. Rozšíření modelu o přístřely bylo provedeno po různém počtu iterací z předchozího výpočtu, ovšem vždy snížilo stabilitu řešení a výsledky měly velikou RMS chybu, v některých případech nebylo možné výpočet další iterace provést a program hlásil chybu. Taktéž výsledné tvary rozhraní se zdály vzhledem ke geologickým poznatkům málo pravděpodobné.

Z výše uvedených důvodů byl jako výsledný řez spočtený pomocí metody obecné inverze určen řez na obr. 11.



Obr. 10: Rychlostní řez spočtený metodou obecné inverze po jedné iteraci.



Obr. 11: Rychlostní řez spočtený metodou obecné inverze po šesti iteracích.

4.2.5. Gradientové prostředí - tomografie

V modulu Plotrefa programu SeisImager/2D byl proveden výpočet rychlostního řezu pomocí 2D tomografie. Předpokladem je prostředí, kde rychlosti směrem do hloubky rostou. Prostor je rozděleno na buňky, každá buňka má konstantní pomalost s [s.m⁻¹], tj převrácenou hodnotu rychlosti. Metoda vychází z předpokladu, že paprsek se šíří prostředím dráhou nejmenšího času. Čas t_i [s] potřebný k tomu, aby i -tý paprsek dorazil ze zdroje k přijímači, je dán vztahem

$$t_i = \sum_{j=1}^N s_j l_{ij} \quad , \quad (18.)$$

$$i = 1, 2, 3, \dots M,$$

kde M je celkový počet časů příchodů (resp. paprsků) ze všech hodochron, N je počet buněk, s_j [s.m⁻¹] je

pomalost j -té buňky a l_{ij} [m] je dráha i -tého paprsku v j -té buňce. Vzhledem k tomu, že dráhy paprsků l_{ij} jsou závislé na rozložení pomalostí s_j , jedná se, narozdíl od metody obecné inverze (kap. 4.2.4.), o nelineární soustavu rovnic

$$G(m) = d, \quad (19.)$$

kde d je vektor časů příchodů t_i a $G(m)$ je funkce představující dráhy paprsků l_{ij} závislé na vektoru m , který představuje pomalosti s_j . Výpočet rychlostního řezu se provádí iterativně a na počátku musí být určen výchozí model $m_{(0)}$. Pak se spočte Jacobiho matice $J_{(0)}$ funkce $G(m_{(0)})$, která představuje dráhy paprsků v modelu $m_{(0)}$. Teoretické časy příchodů pro tento model jsou spočteny jako

$$d_{(0)} = J_{(0)} \cdot m_{(0)} \quad (20.)$$

a porovnány s naměřenými daty vztahem

$$\Delta d_{(0)} = d_{(0)} - d, \quad (21.)$$

kde $\Delta d_{(0)}$ je reziduum časů příchodů a vztahem

$$(J_{(0)}^T \cdot J_{(0)}) \cdot \Delta m_{(0)} = J_{(0)}^T \cdot \Delta d_{(0)} \quad (22.)$$

se získá korekce modelu $\Delta m_{(0)}$, pomocí které se stanoví nový model $m_{(1)}$ vztahem

$$m_{(0)} - \Delta m_{(0)} = m_{(1)}. \quad (23.)$$

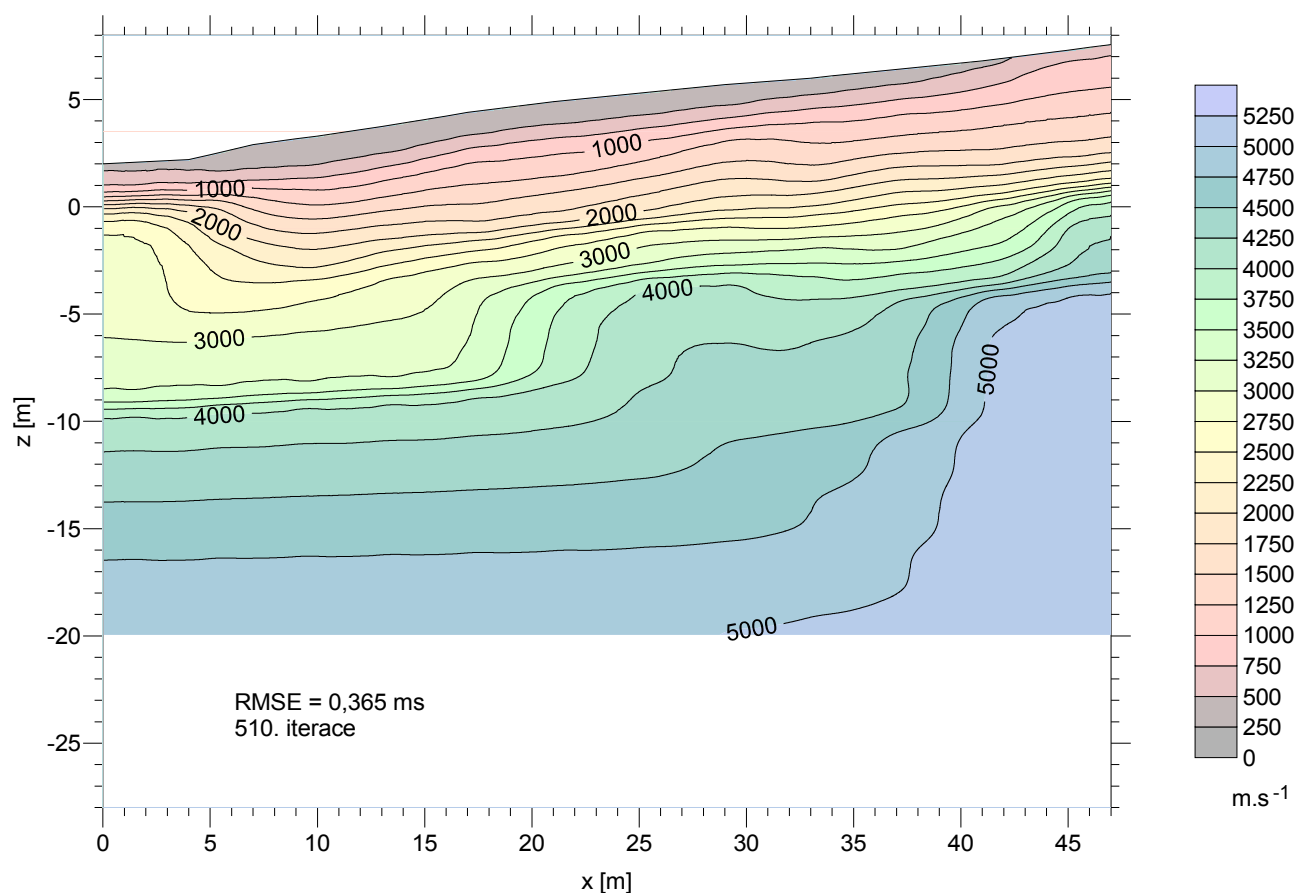
Postup se opakuje tolikrát, až se RMS chyba sníží na přijatelnou hodnotu a model je možné považovat za dostatečnou matematickou reprezentaci reálného prostředí. (1., 12.)

Počáteční model A vycházel z rychlostního řezu spočteného metodou obecné inverze (viz obr. 11). Řez byl rozdělen na 18 vrstev, se zvětšující se mocností směrem do hloubky, po 59 buňkách a ostré hranice mezi rychlostmi byly vyhlazeny. Jako nejlepší se jevil výsledek výpočtu po 510 iteracích (obr. 12) s RMS chybou rovnou 0,365 ms. Rozdíl mezi naměřenými a spočtenými časy příchodů ilustruje obr. 13. Vývoj RMS chyby v procesu výpočtu znázorňuje obr. 16. Řezy byly průběžně kontrolovány. Volba vysokého počtu iterací je dána tím, že proces přinášel mezi dvěma sousedními iteracemi jen malé změny ve výsledném rychlostním řezu, někdy šlo o změnu hodnoty rychlosti pouze jedné buňky, přičemž RMS chyba klesala jenom nepatrně. Pro poznání, zda-li se bude řez vyvíjet rozumným, geologicky podloženým směrem a zároveň konvergovat, bylo tedy zapotřebí většího počtu iterací. Po 510 iteracích se již rychlostní řez prakticky neměnil a vzhledem k jeho korelaci s výsledky jiných metod a s geologickými poznatky, byl výpočet ukončen.

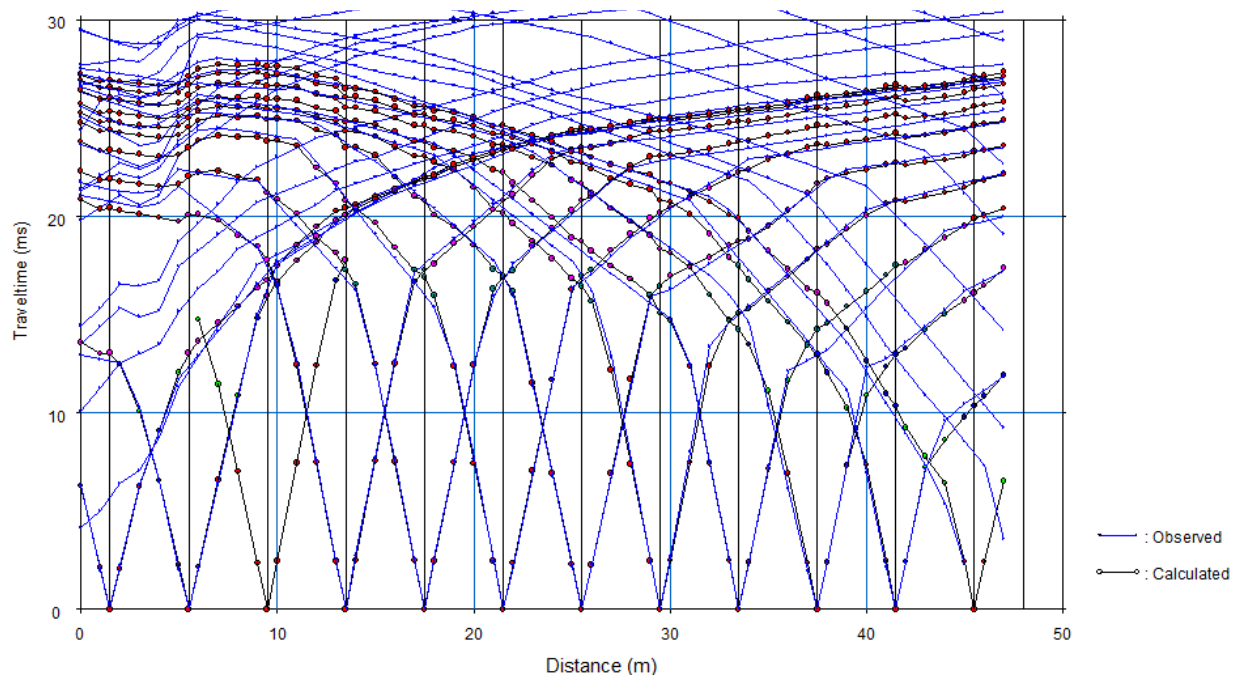
Počáteční model B byl, na rozdíl od předchozího výpočtu, rozšířen o oblast, ze které se prováděly přístřely, tzn. od metráže – 50 do metráže 92 (viz schema na obr. 6). Řez byl rozdělen na 15 vrstev, se zvětšující se mocností směrem do hloubky, po 69 buňkách. Aby bylo možné pozorovat, k jakému modelu bude systém konvergovat bez toho, aby mu byly vnuceny počáteční struktury, byl zvolen jednoduchý model vrstev o konstantních rychlostech se zvětšující se hodnotou rychlosti směrem do hloubky. Ze stejného důvodu jako v předchozím modelu bylo i tady zapotřebí většího počtu iterací k dosažení prakticky neměnného se modelu. Proces byl ukončen po 900 iteracích (obr. 12), kdy RMS chyba byla rovna 0,948 ms

(obr. 14, 15).

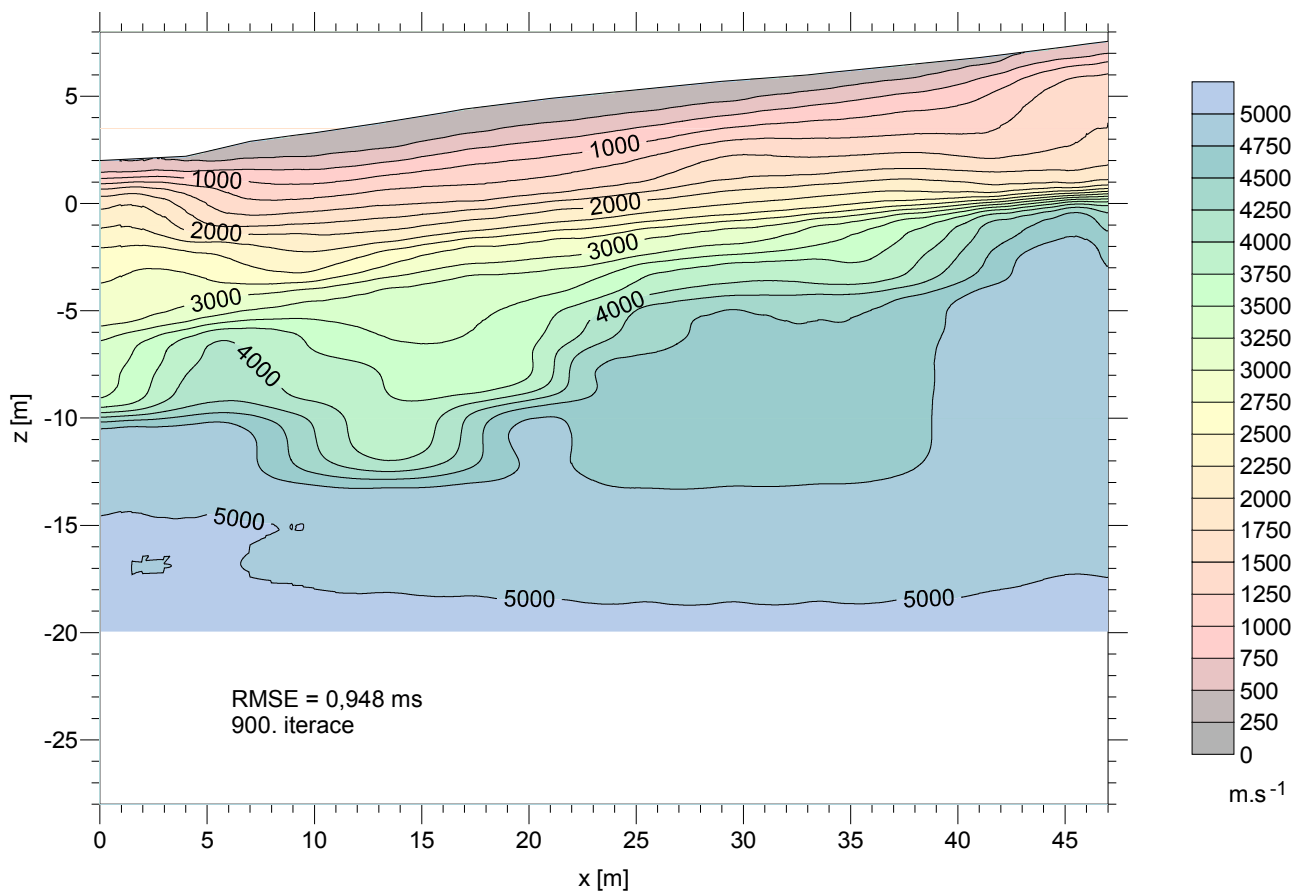
Pro vykreslení obou uvedených výsledků tomografie byla v programu Surfer ^(8.) zvolena metoda *Inverse Distance to a Power*, v dílčích nastaveních této metody byly zvoleny parametry *Power* rovno 4 a *Smoothing* rovno 1. Tato kombinace nejlépe z testovaných metod a jejich variací zobrazuje rozložení rychlostí v řezu. (Na rozdíl od řezu spočteného metodou popsanou v kap. 4.2.3., kde bylo zvoleno *Smoothing* rovno 2. Je to dáno tím, že rychlosti buněk v tomografickém řezu jsou samy o sobě zhlazené ve smyslu více či méně plynulého přechodu mezi rychlostmi v buňkách a postrádají tedy odlehlé hodnoty. Jejich další zhlazení je nutné pouze kvůli kvaziobdélňikovému tvaru jednotlivých buněk, pro které platí spočtené hodnoty rychlostí. V případě zvolení vyššího zhlazení, než bylo použito, se ztrácí informace o méně výrazných strukturách.)



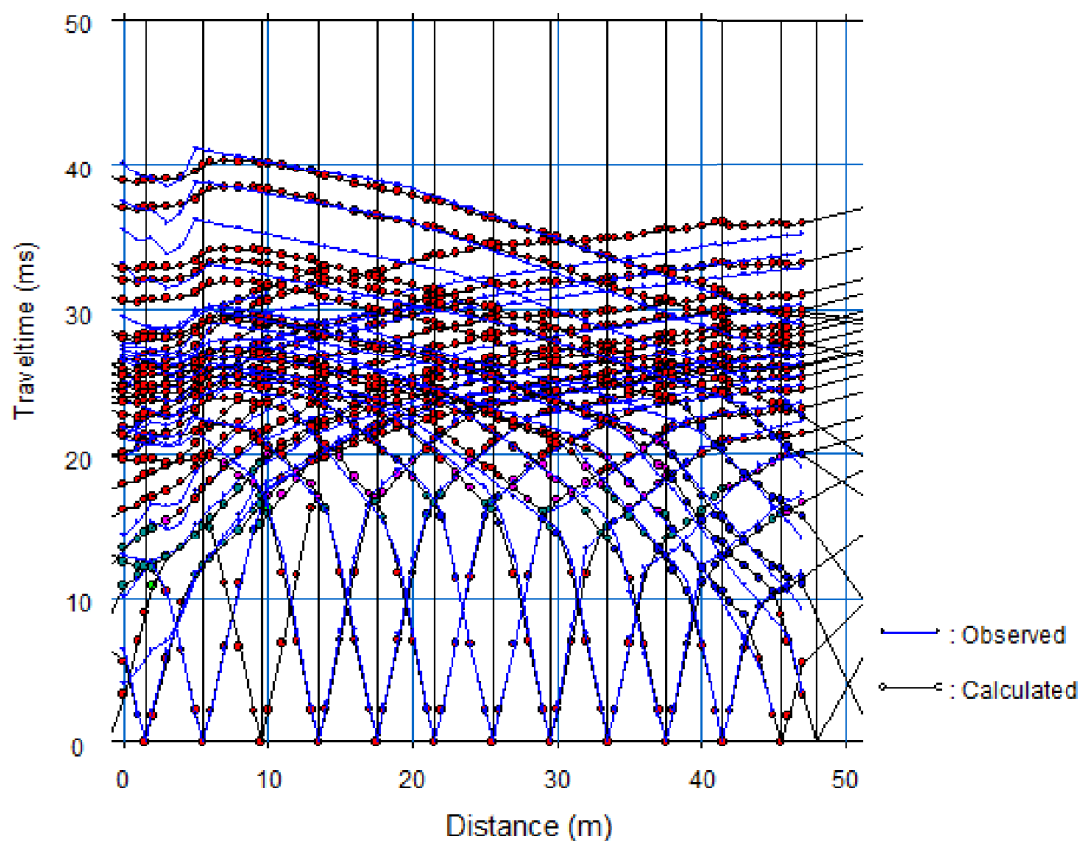
Obr. 12: Rychlostní řez spočtený pomocí tomografie z počátečního modelu A.



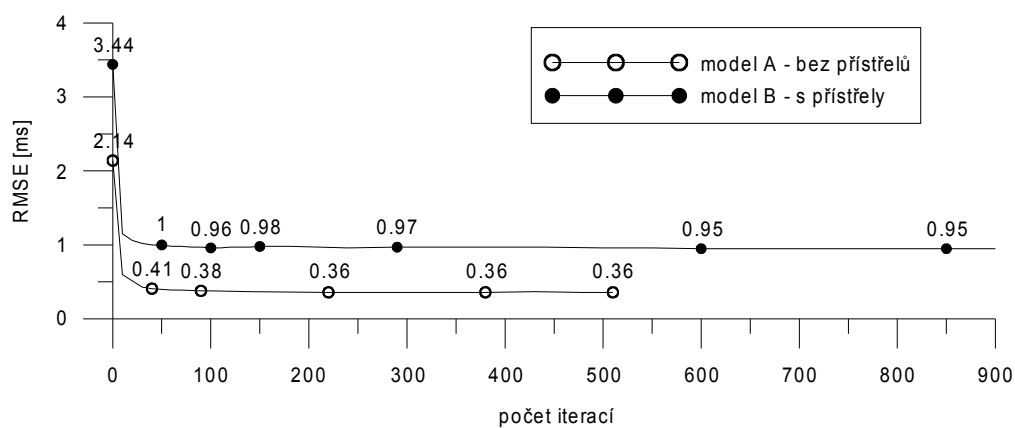
Obr. 13: Naměřené a teoretické hodochrony spočtené pro výsledný model postupu A - základ pro výpočet RMS chyby.



Obr. 14: Rychlostní řez spočtený pomocí tomografie z počátečního modelu B.



Obr. 15: Naměřené a teoretické hodnoty spočtené pro výsledný model postupu B - základ pro výpočet RMS chyby.



Obr. 16: Vývoj RMS chyb v iteračním procesu tomografického výpočtu pro počáteční model A a B.

Oba výsledky výpočtu rychlostního řezu pomocí tomografie dávají navzdory rozdílným počátečním modelům velice podobný obraz prostředí. U výpočtu z modelu B je sice vyšší RMS chyba (obr. 16), to je

však dáno přítomností přístřelných hodochron ve výpočtu a nedostatkem naměřených dat pro přesnější spočtení rychlostí v buňkách mimo roztažení geofonů. Tyto buňky nejsou předmětem studie a proto rychlosti v nich stanovené jsou pouze doplňkovým nástrojem k určení hledaných rychlostí. Přístřelné hodochrony (i za cenu vyšší hodnoty RMS chyby) představují další paprsky, které se kvůli větším vzdálenostem ve směru osy x mohou šířit do hlubších vrstev a tím zvýšit počet nenulových sloupců v Jacobiho matici J (viz str. 21). Je to velice výrazně vidět v oblasti kolem bodu $[x = 10; z = -8]$. V řezu spočteném z počátečního modelu A neexistuje paprsek, který by se šířil danou oblastí, proto je tato část řezu v porovnání s výchozím modelem beze změny. Ve stejné hloubkové úrovni ovšem ve vyšších hodnotách x oblast prozářena je (i když řídce) a to kvůli větším mocnostem nadložních vrstev o nižších rychlostech. V této části řezu proto jsou patrné rychlostní anomálie. Naproti tomu v oblasti kolem bodu $[x = 10; z = -8]$ v řezu spočteném z počátečního modelu B je vidět jasná struktura spočtená z paprsků přístřelných úderů. Z výše uvedených důvodů je jako vhodnější rychlostní tomografický řez vybrán řez spočtený z rozšířeného modelu B a bude dále porovnáván s řezy jiných metod výpočtu.

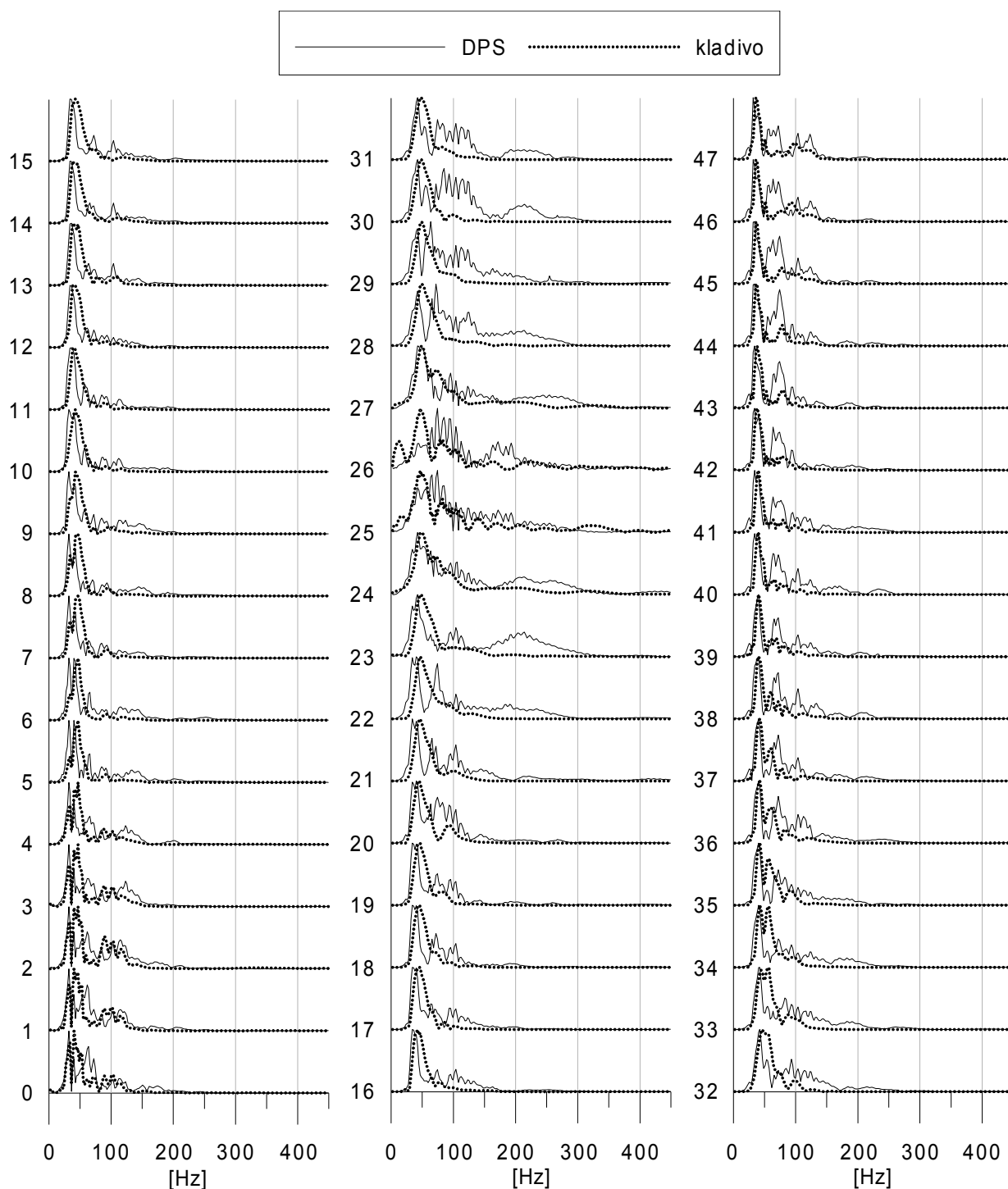
4.2.6. Analýza seismických stop

Vrámcí terénního měření byly na některých bodech úderů použity dva rozdílné zdroje seismické energie - kladivo a DPS (viz kap. 3.1.). V programu Matlab společnosti MathWorks ^(11.) byly porovnány záznamy od obou zdrojů z těchto metrůž profilu: -30; -20; 25,5; 67; 77. Jedná se o čtyři dvojice přístřelů a jednu dvojici záznamů z bodu úderu na profilu. Záznamy z bodu úderu na metrůž -40 nebyly srovnány z důvodu poruchy záznamu z kladiva.

Nejdříve byl proveden časový posun záznamů vždy z jednoho zdroje tak, aby časy příchodů lomených vln byly totožné, (lomené vlny byly zvoleny kvůli nepřítomnosti přímé vlny na záznamech z přístřelů a předpokladu nepřítomnosti přímé vlny ani na záznamu z DPS metrůž 25,5 a jejího nahrazení vlnou difragovanou). Časový posun byl pro jednotlivé dvojice konstantní na všech stopách. Stopy byly normalizované počtem úderů, ze kterých byl signál sumován (tab. 3). Pro takto upravené stopy bylo spočteno spektrum pomocí funkce Matlabu *Fast Fourier transform* a následně amplitudové spektrum normalizované na jednotlivé maximum. Z porovnání spekter vyplývá, že záznamy z DPS obsahují oproti záznamům z kladiva více složek o vyšších frekvencích. Maximální frekvence se vzdáleností od zdroje klesá u obou zdrojů. Porovnat spektra od obou zdrojů na metrůž 25,5 lze z grafů na obr. 17. Je z něj patrné, že signály z DPS obsahují více složek o vyšších frekvencích, než signály z kladiva a to bez ohledu na to, jestli se jednalo o přímou, lomenou nebo jinou vlnu.

Tabulka 3. Počet úderů jednotlivých zdrojů k sumaci do výsledného signálu. (i) hloubka zaboření 1,5 m; (ii) hloubka zaboření 2 m.

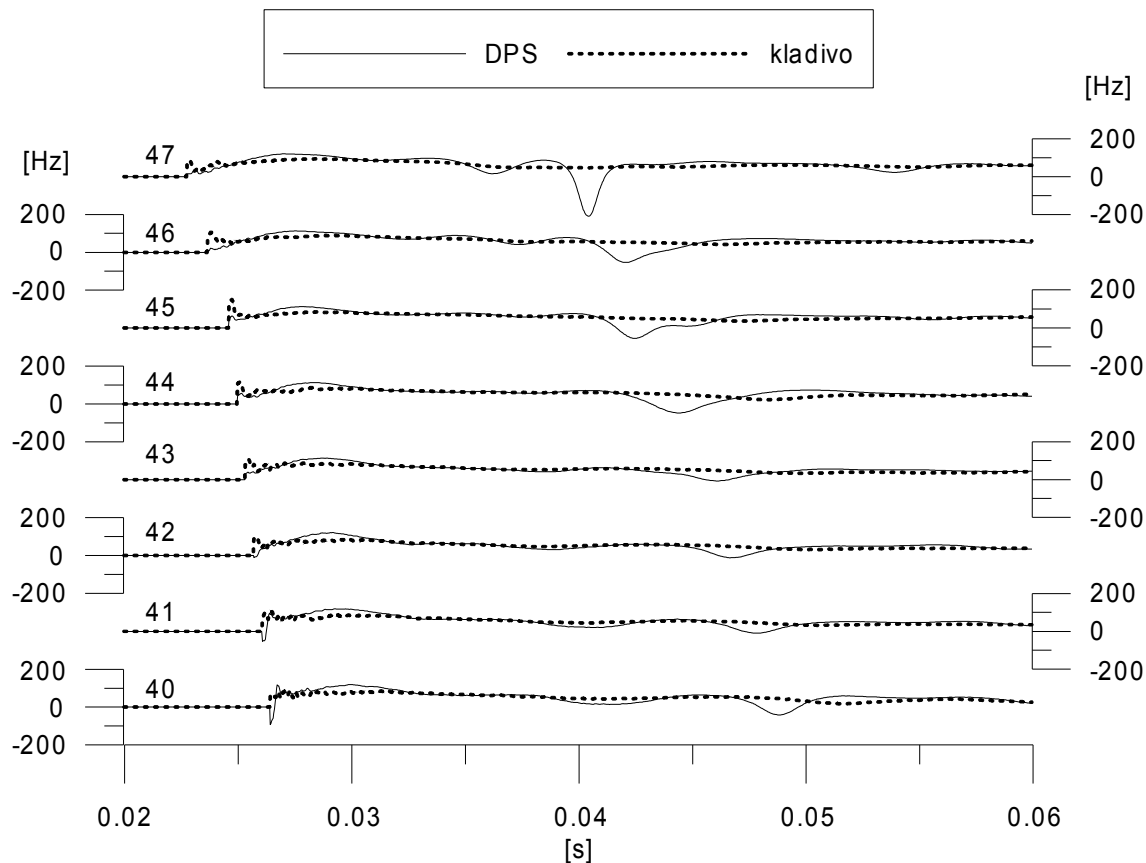
x [m]	Počet úderů	
	kladivo	DPS
-30	2	15
-20	1	12
25,5	1	10
67	2	10
77	2	11 ⁽ⁱ⁾
77		10 ⁽ⁱⁱ⁾



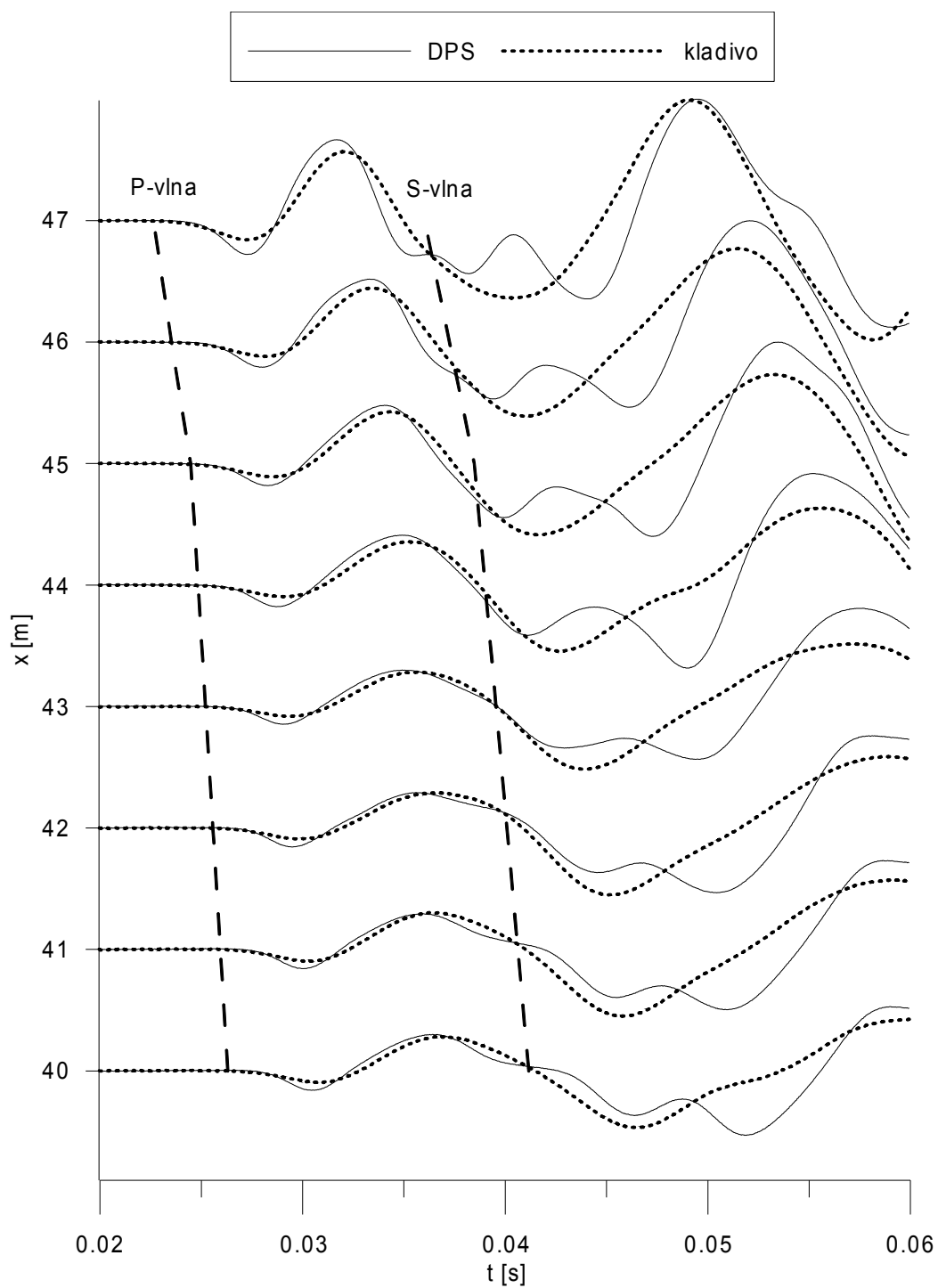
Obr. 17: Amplitudová spektra pro oba zdroje, normalizovaná na jednotlivá maxima, spočtená ze záznamů na metrži 25,5 profilu. Na vertikální ose uvedeno příslušné číslo stopy.

Dále byly spočteny okamžité frekvence signálů pomocí funkce Matlabu *Hilbert transform* a následné numerické derivace. Okamžité frekvence záznamů z DPS obsahují indikace možných dalších vln, které se u záznamů z kladiva nevyskytují, resp. jsou nečitelné. Na obr. 18 je příklad toho, jak změna okamžité frekvence indikuje příchod nové vlny v oblasti mezi 0,04 až 0,05 s u záznamů DPS, zatímco u záznamů kladiva nikoliv. Pro srovnání jsou na obr. 19 příslušné seismické signály s vyznačenou P a S vlnou. Příchod

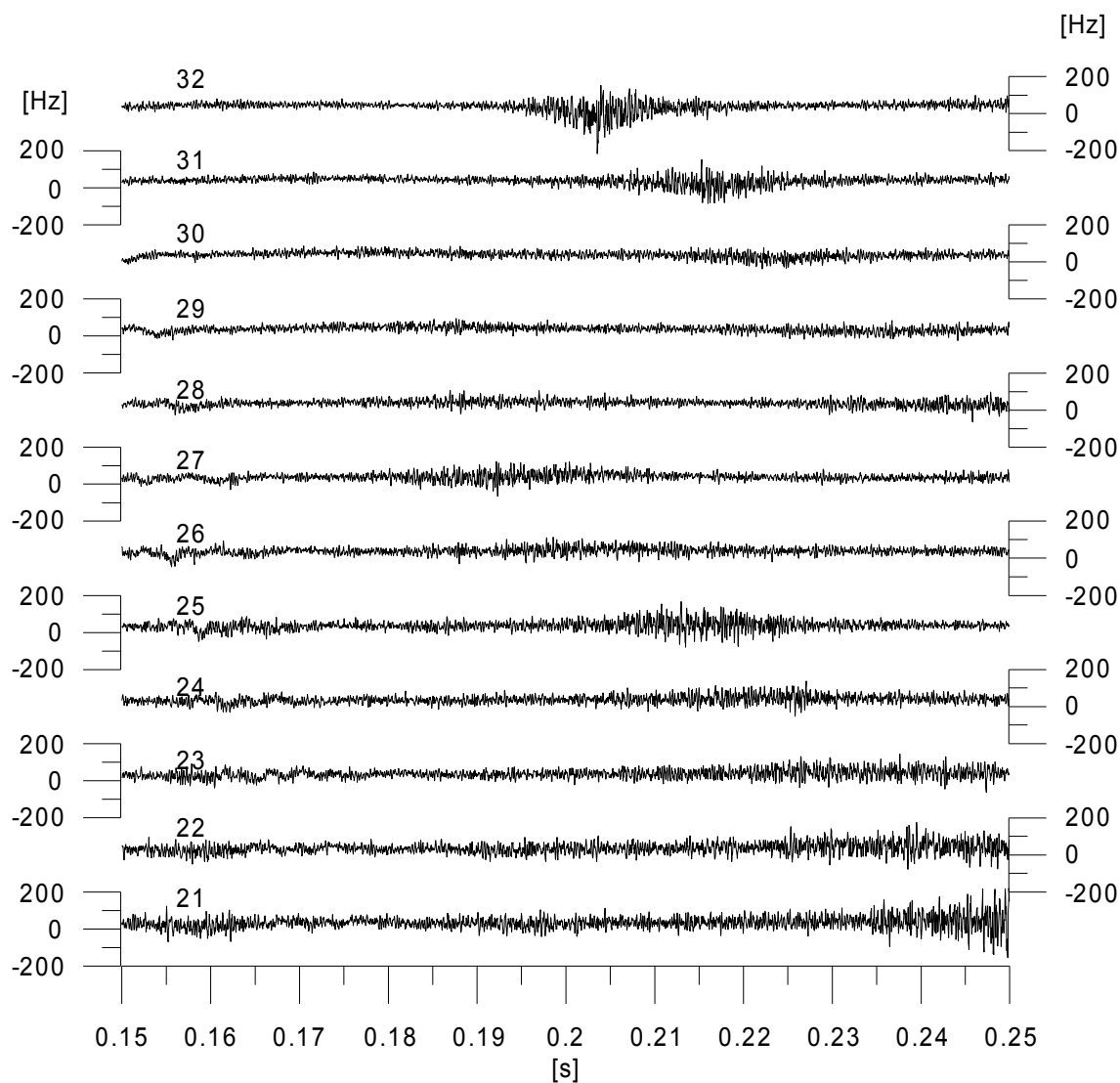
S-vlny se nachází v časech blízkých časům indikací na okamžitých frekvencích, nicméně ty nejvýraznější se vyskytují až za příchody S-vln, kde se zřejmě objevuje i další nově přichozí vlna. Na záznamu z kladiva S-vlnu nelze identifikovat. Na obou hodochronách byly na stopě 45 až 40 odečteny zdánlivé rychlosti: $v_{zd}^P = 2740 \text{ m.s}^{-1}$, $v_{zd}^S = 1620 \text{ m.s}^{-1}$. Poměr v_{zd}^P / v_{zd}^S je roven 1,69 - tato hodnota přibližně odpovídá poměru skutečných rychlostí P a S vln.



Obr. 18: Okamžitá frekvence v časech 0,02 až 0,06 s, spočtená pro stopy na 40 - 47 m profilu od obou zdrojů. Bod úderu 67 m profilu. Metráž profilu je vždy uvedena nad křivkou okamžité frekvence. Před okamžikem příchodu P-vlny jsou hodnoty vynulovány.

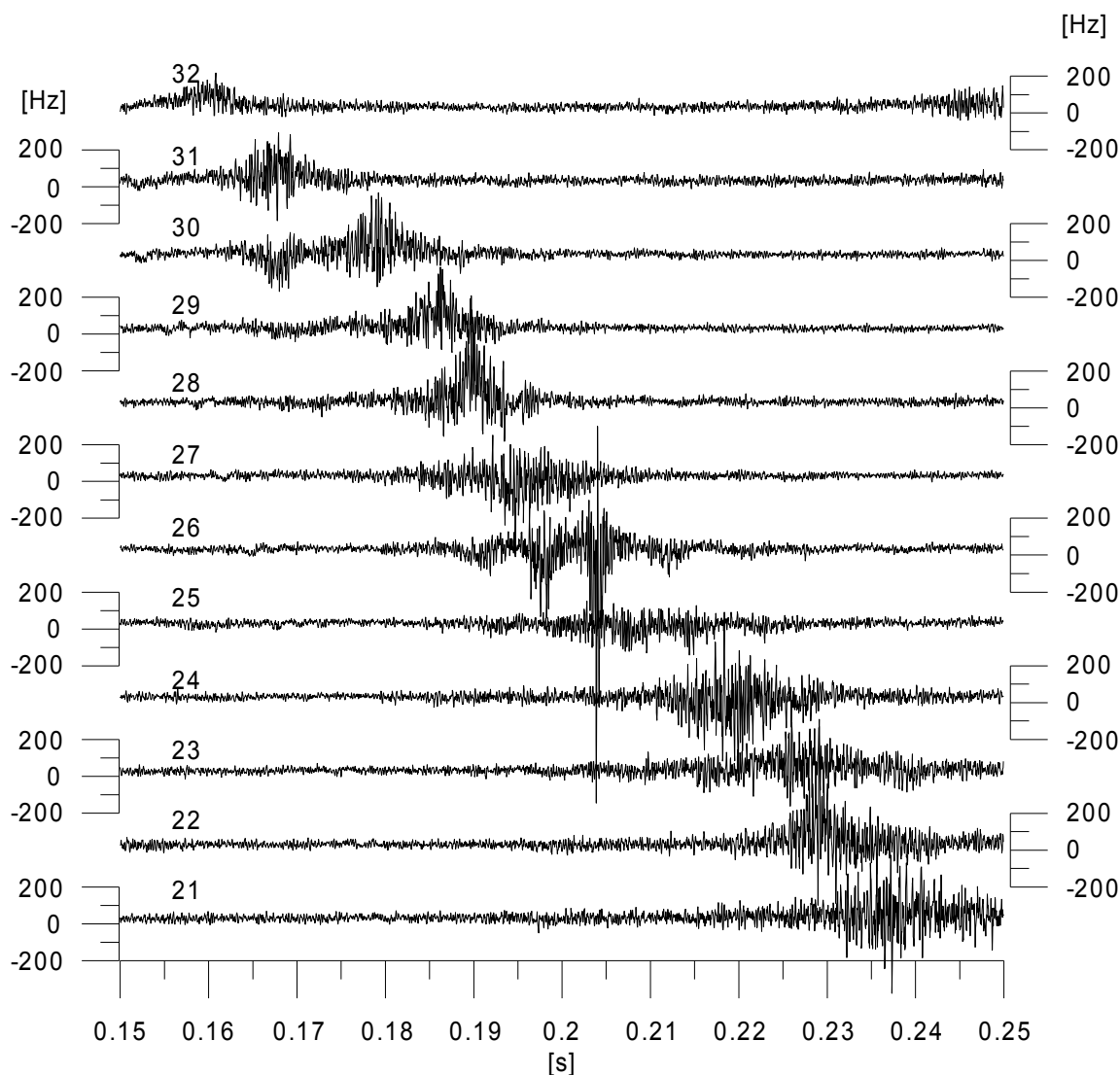


Obr. 19: Normalizovaný seismický signál v časech 0,02 až 0,06 s, stopy na 40 - 47 m profilu od obou zdrojů. Bod úderu 67 m profilu. Vyznačeny též hodochrony P a S vlny. Na stopě 45 až 40 je zdánlivá rychlost na hodochroně P vlny 2740 m.s^{-1} , na hodochroně S-vlny 1620 m.s^{-1} .



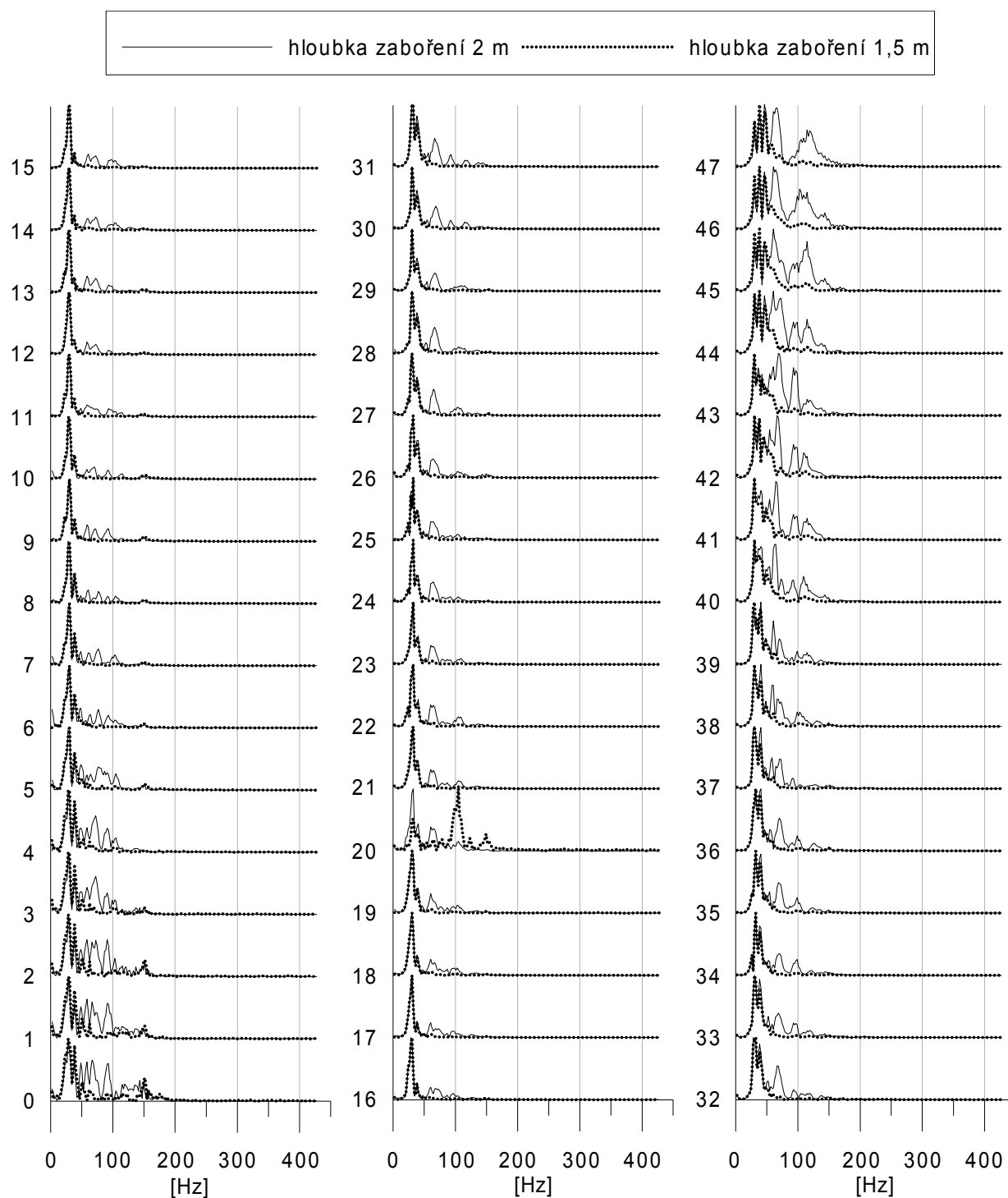
Obr. 20: Okamžité frekvence pro čas 0,15 až 0,25 s některých stop z kladiva, metrůž bodu úderu 77. Pozice geofonu na profilu je uvedena nad každou stopou v metrech.

Okamžité frekvence pro záznamy z bodu úderu 77 m, pro čas 0,15 až 0,25 s některých stop z kladiva (obr. 20) a z DPS (obr. 21) jsou ukázkou analogickou s předchozím příkladem, ovšem zde se jedná o výraznou indikaci povrchové vlny o zdánlivé rychlosti 150 m.s^{-1} .



Obr. 21: Okamžité frekvence pro čas 0,15 až 0,25 s některých stop z DPS, metrůž bodu úderu 77. Pozice geofonu na profilu je uvedena nad každou stopou v metrech.

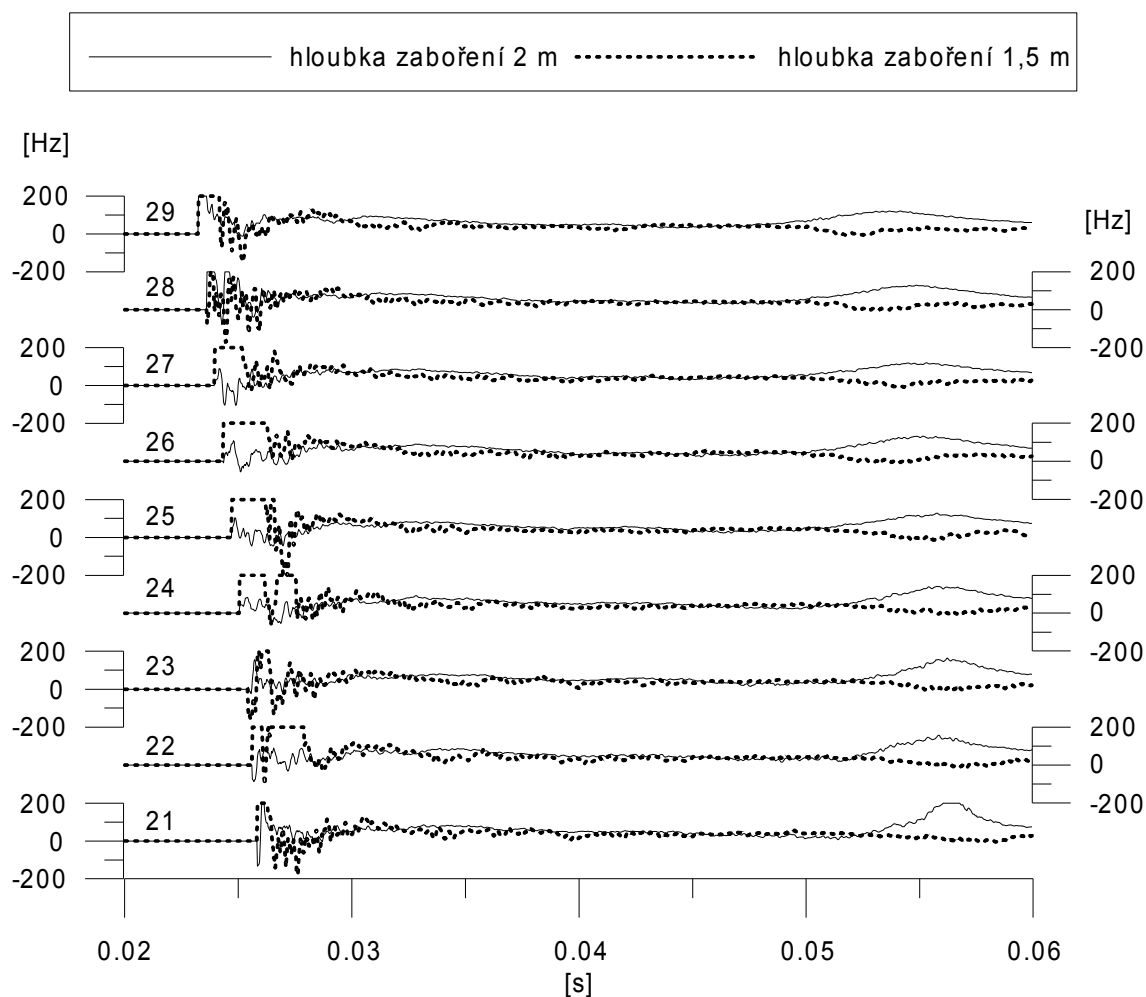
Dále byly porovnány dvojice záznamů z DPS při různé hloubce zaboření hrotu DPS. Jedná se o bod úderu na 77 m profilu, hloubky zaboření 1,5 a 2 m pod povrchem terénu. I zde byl potřebný časový posun konstantní na všech stopách, aby byly časy příchodů P-vln totožné. Každá stopa byla normalizována počtem úderů, ze kterých byl signál sumován (tab. 3) a bylo spočteno její spektrum pomocí funkce Matlabu *Fast Fourier transform*, dále amplitudové spektrum normalizované svým maximem a výsledek srovnán, viz obr. 22. Je zřejmé, že signály buzené při větší hloubce zaboření DPS obsahují více složek o vyšších frekvencích, než signály buzené při hloubce zaboření o půl metru menší.



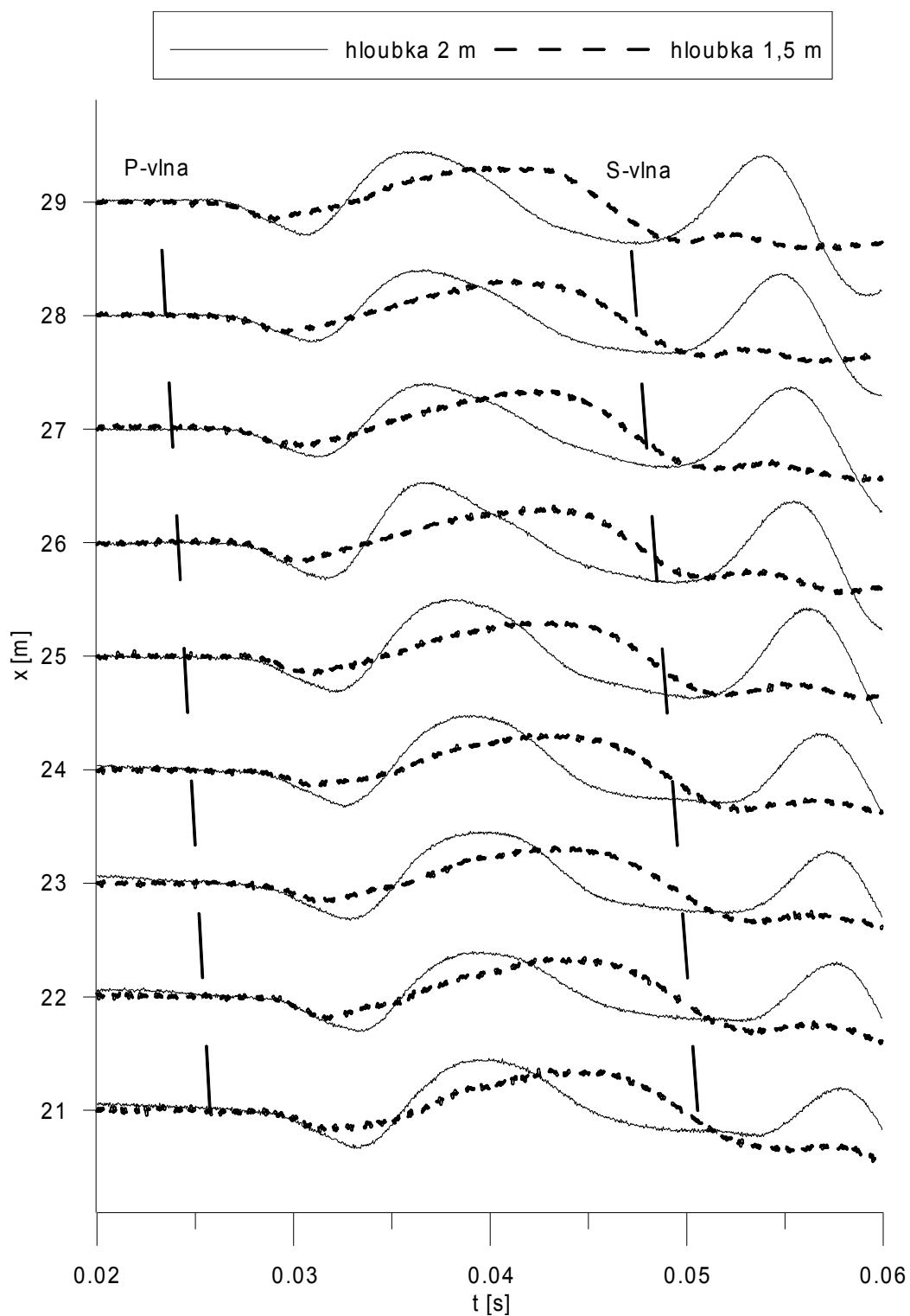
Obr. 22: Amplitudová spektra pro dvě různé hloubky zaboření DPS, normalizovaná na jednotlivá maxima, spočtená ze záznamů na metrži 77 profilu. Na vertikální ose uvedeno příslušné číslo stopy.

Dále byly spočteny okamžité frekvence signálů pomocí funkce Matlabu *Hilbert transform* a následné numerické derivace. Indikace příchodů dalších vln za příchodem P-vlny jsou čitelnější na stopách i okamžitých frekvencích záznamů z DPS o větší hloubce zaboření hrotu. Na obr. 23 je znázorněno, jak více či méně výrazně změna okamžité frekvence indikuje příchod nové vlny v oblasti mezi 0,05 až 0,06 s na záznamech z DPS o hloubce zaboření hrotu 1,5 a 2 m. Na obr. 24 jsou příslušné seismické signály s

vyznačenou P a S vlnou. Příchod S-vlny odpovídá indikacím na okamžitých frekvencích a je výrazný na záznamech z větších hloubek, zatímco u záznamů z menších hloubek není čitelný. Zdánlivé rychlosti na obou hodochronách jsou pro P-vlnu $v_{zd}^P = 3090 \text{ m.s}^{-1}$, pro S-vlnu $v_{zd}^S = 1810 \text{ m.s}^{-1}$. Poměr v_{zd}^P / v_{zd}^S je roven 1,71 a tato hodnota přibližně odpovídá poměru skutečných rychlostí P a S vln.



Obr. 23: Okamžitá frekvence v časech 0,02 až 0,06 s, spočtená pro stopy na 21 - 29 m profilu od zdroje DSP pro různé hloubky zaboření hrotu DPS. Bod úderu 77 m profilu. Metráž profilu je vždy uvedena nad křivkou okamžité frekvence. Před okamžikem příchodu P-vlny jsou hodnoty vynulovány.



Obr. 24: Normalizovaný seismický signál v časech 0,02 až 0,06 s, stopy na 21 - 29 m profilu, pro různé hloubky zaboření hrotu DPS. Bod úderu 77 m profilu. Význačeny též hodochrony P a S vlny. Zdánlivá rychlost na hodochroně P vlny je 3090 m.s^{-1} , na hodochroně S-vlny 1810 m.s^{-1} .

5. Diskuse a porovnání výsledků

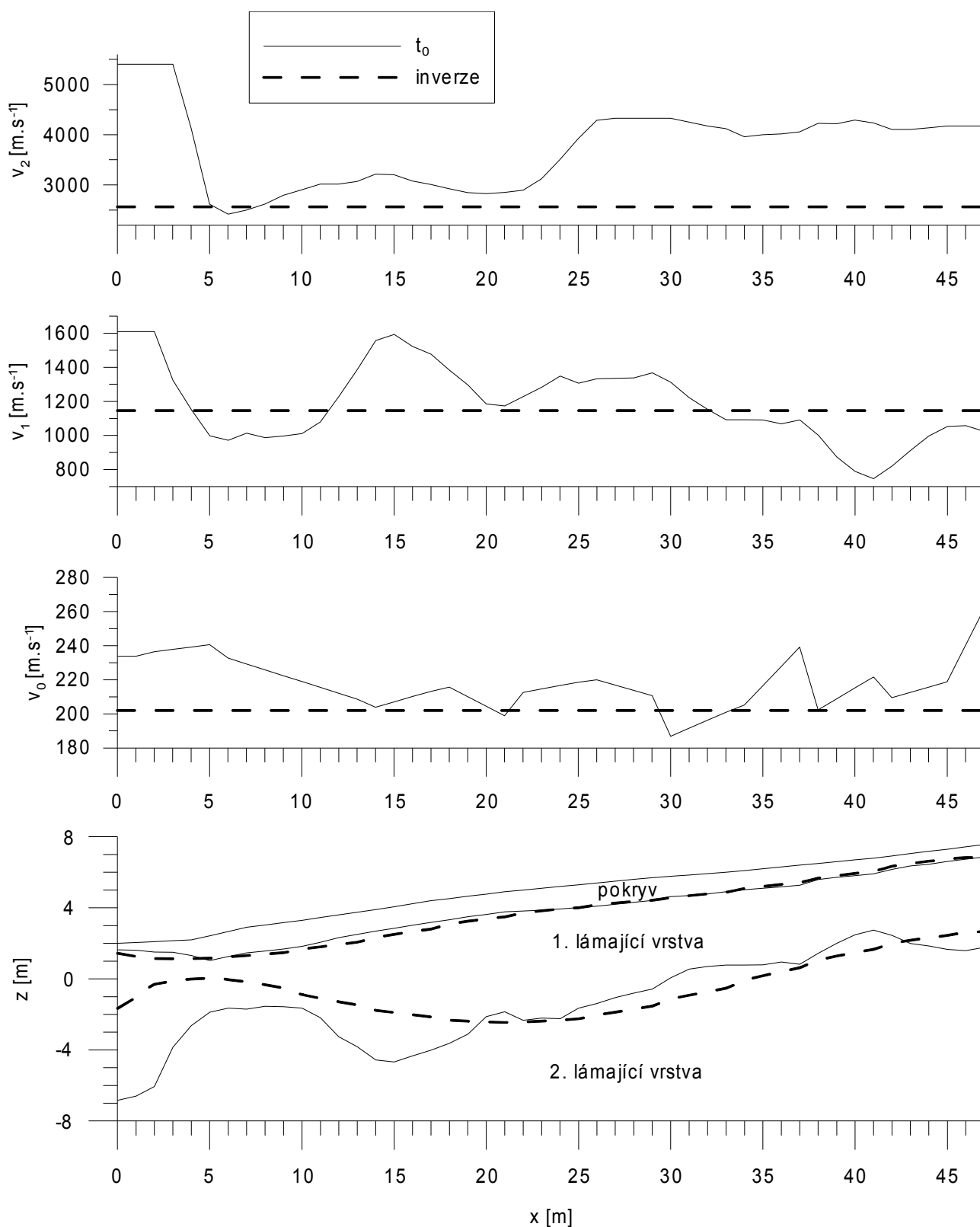
K metráži 25,5: Vzhledem k tomu, že hodochrony lomených vln jsou u kladiva i DPS stejné nebo rovnoběžné, hrot DPS se nedostal pod lámající rozhraní a tudíž použitá metodika je vhodná pro nalezení hloubky lámajícího rozhraní? A vzhledem k tomu, že lomená vlna je o několik stop dřív u DPS než u kladiva (tam je nejdřív na několika stopách vlna přímá), tak je to známka toho, že nejvíce buzící energie je opravdu na hrotu DPS, protože tím odpadl ten počáteční úsek vlny procházející od povrchu k lámajícímu rozhraní a vlna začala až na rozhraní?

5.1. Porovnání postupů pro konstrukci seismického řezu

Rychlostní řez byl spočten různými metodami, z toho dvě jsou přímé úlohy, dvě úlohy obrácené (tab. 2).

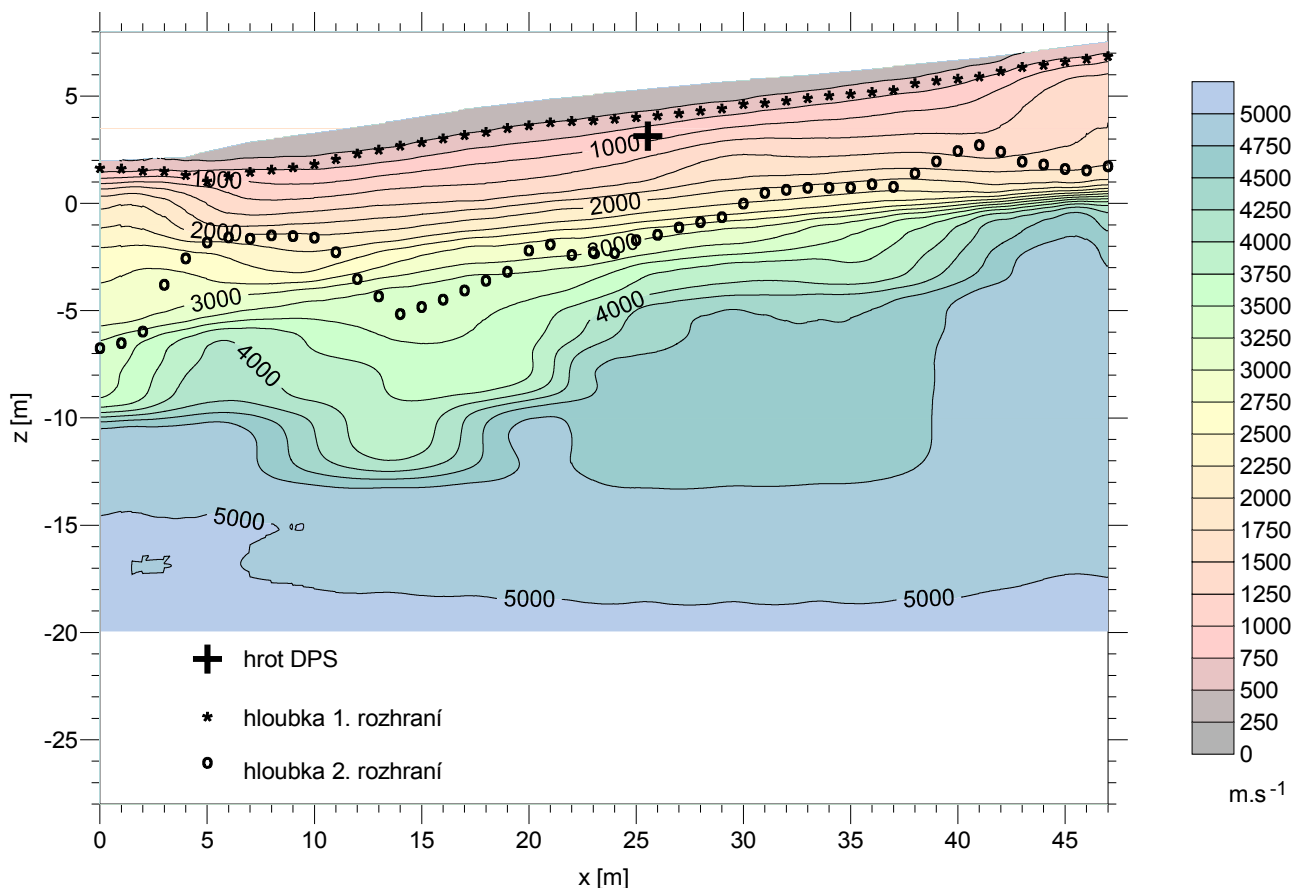
Výsledkem přímých úloh jsou hloubky jednotlivých rozhraní a u metody t_0 rychlosti na těchto rozhraních, které se navíc mohou měnit, u metody obecné inverze rychlosti konstantní, které platí pro celou vrstvu pod rozhraním. Srovnání výsledků obou metod znázorňuje obr. 25. Hloubky prvního rozhraní vyšly v obou metodách velice podobně. Aritmetický průměr rozdílů hodnot hloubek z metody t_0 a z metody obecné inverze je roven 0,08 m, jejich standardní odchylka je rovna 0,19 m. Je zde vidět, že zjednodušený model prostředí s konstantními rychlostmi jednotlivých vrstev je možné použít pro nalezení hloubky prvního rozhraní, jelikož rychlosti v pokryvu se výrazně nemění.

Druhé rozhraní naznačuje podobnou geologickou strukturu, ovšem hodnoty hloubek jsou výrazně odlišné. Metoda obecné inverze kompenzuje shlázení rychlostí změnou hloubky rozhraní a i samotný průběh rozhraní je výrazně shlazován. V bodech, kde jednotlivé rychlosti spočtené oběma metodami jsou si podobné, jsou i hloubky rozhraní podobné. Výsledky obou metod jsou nespolehlivé v prvních pěti metrech profilu, protože hodochrony lomených vln potřebné k výpočtu se nedostaly na první vstup a jsou nahrazeny jinými vlnami.



Obr. 25: Porovnání výsledků metody t_0 a metody obecné inverze. Shora: rychlosti v_2 , v_1 , v_0 a rychlostní řez s vyznačenými rozhraními. Pozn.: vertikální osy nemají stejné měřítko.

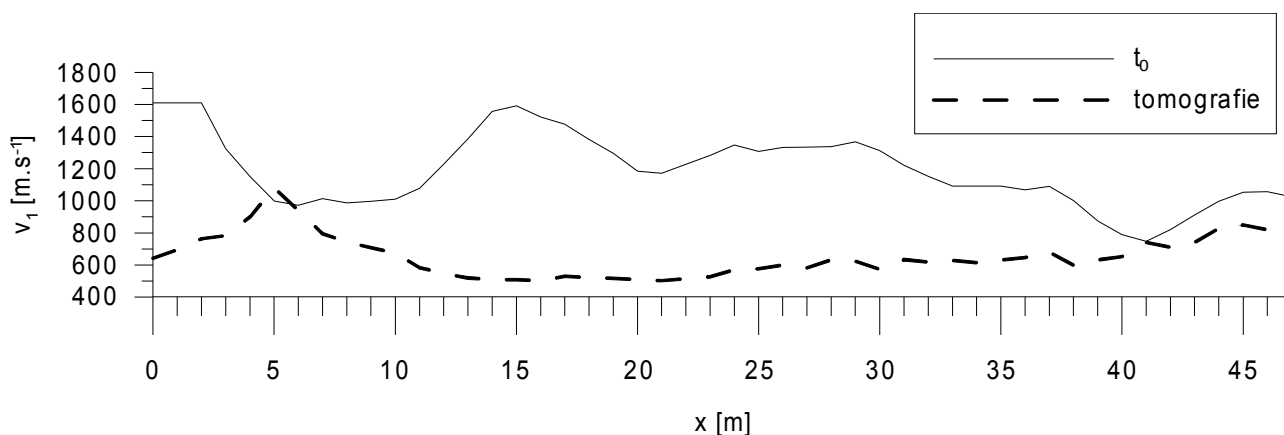
Na obr. 26 je vidět podobný tvar 2. rozhraní z metody t_0 s tvarem vrstvičky o rychlosti kolem 3750 m.s^{-1} . Je to dáno tím, že metoda t_0 počítá s rychlostí zjištěnou na 1. rozhraní pro celou dráhu paprsku od 1. ke 2. rozhraní, proto se paprsek nedostane tak hluboko, jako u tomografie, kde se předpokládá nárůst rychlosti směrem do hloubky. Rychlosti na 2. rozhraní zjištěné metodou t_0 odpovídají vrstvičkám na tomografickém řezu, které jsou si tvarem podobné s tímto rozhraním (viz obr.8). Je vidět, že rozdíl ve spočtených hloubkách může dosáhnout v závislosti na vertikálním gradientu až 100% hodnoty z metody t_0 . Vzhledem ke geologickým znalostem území je pravděpodobné, že se jedná o podloží s vertikálním gradientem rychlosti směrem do hloubky, proto výsledek z tomografie více vystihuje situaci ve větších hloubkách řezu.



Obr. 26: Tomografický řez s vyznačenými hloubkami 1. a 2. rozhraní z metody t_0 .

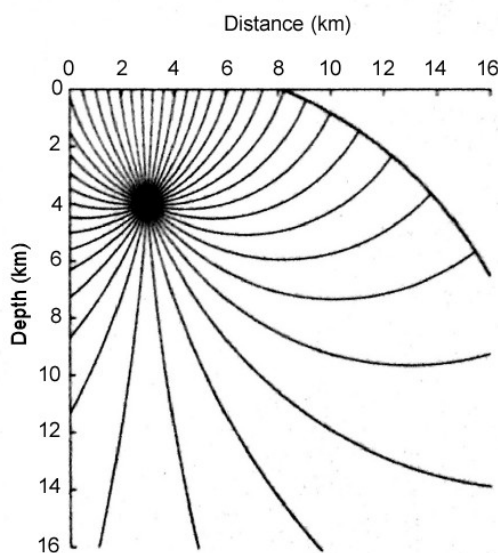
U prvního rozhraní je situace obdobná. Metoda t_0 počítá s více-méně konstantní rychlostí pokryvu a výrazným rozhraním, naproti tomu tomografie ostré skoky v rychlostech shlazuje a počítá s gradientem rychlostí již od povrchu terénu. Takové prostředí by mohlo být, vzhledem k výchozům diabasu, v levé části profilu, kde je pokryv pravděpodobně minimální. Zda-li je situace podobná i v jiných částech profilu, může napovědět informace o hloubce zaboření hrotu DPS z metráže 25,5 (vyznačeno i v obr. 26). Vzhledem k tomu, že v tomto bodě byla již hornina poměrně pevná, zdá se jako lepší obraz prostředí výsledek z metody t_0 . V souladu s tím je i geologická představa.

Na obr. 27 je znázorněno, jaký vliv má nesprávná volba typu prostředí na výsledné rychlosti v hloubce, která odpovídá 1. rozhraní, zjištěné metodou t_0 .



Obr. 27: Porovnání rychlostí v_1 spočtených metodou t_0 a pomocí tomografie ve stejné hloubce h_1 spočtené metodou t_0 .

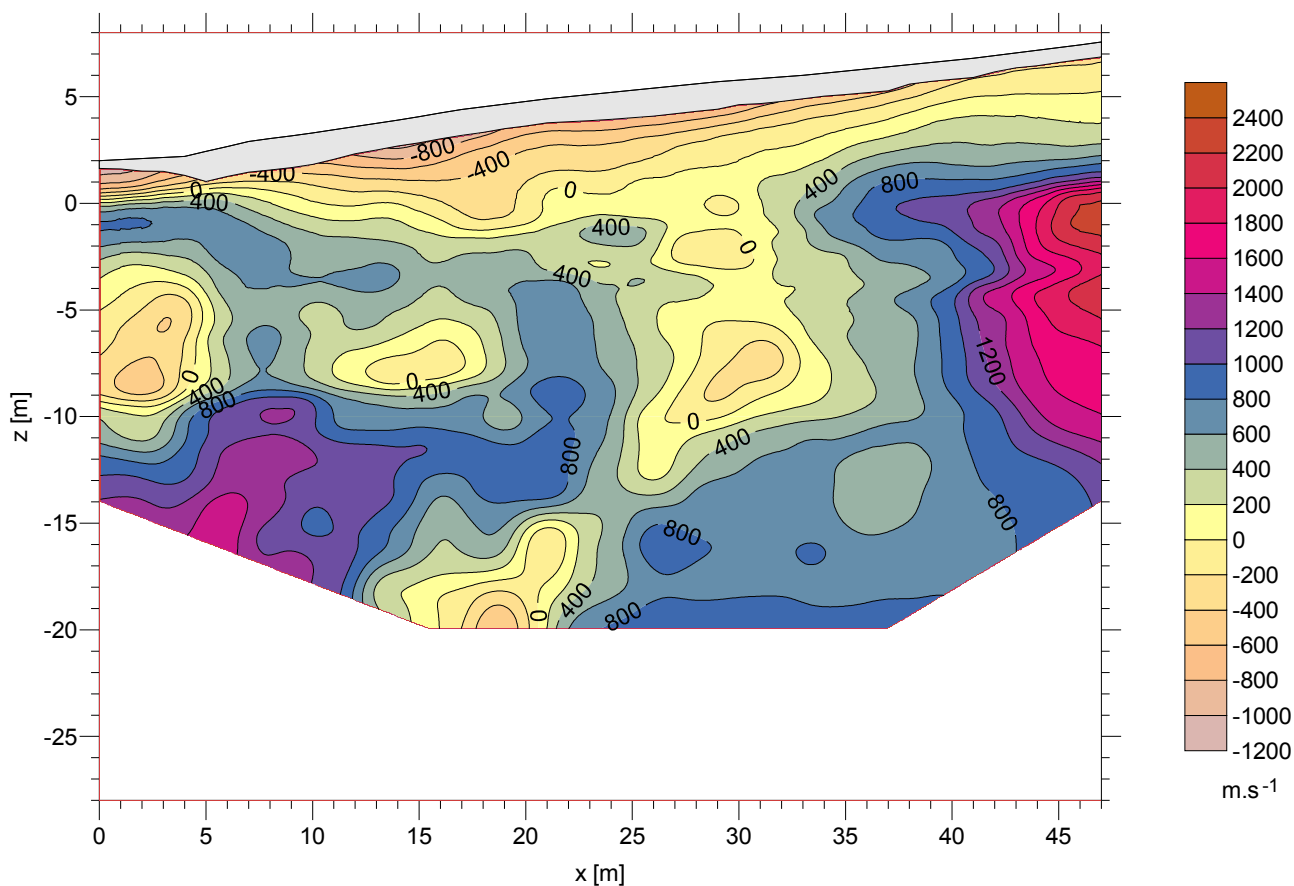
Nabízí se metoda, která počítá s kombinací obou typů prostředí: konstantní vrstvou nízkých rychlostí a podložím s gradientovým prostředím. Metoda popsaná v kap. 4.2.3. tyto podmínky splňuje, ovšem s omezením na lineární rychlostní zákon. V případě, že platí tento zákon ideálně, metoda počítá s ideálním tvarem paprsku (příklad dráhy paprsku pro jinou geometrii zdroje v gradientovém prostředí viz obr. 28), bere dvě hodnoty rychlostí z určité hloubky prostředí ze vzdálenosti téměř $l/4$ od bodů úderů a promítá jejich průměr do vzdálenosti $l/2$. Pokud je však lineární rychlostní zákon narušen nehomogenitami, změní se dráha paprsků a do bodu pod $l/2$ se promítnou rychlosti z jiných hloubek nebo vzdáleností od bodů úderu.



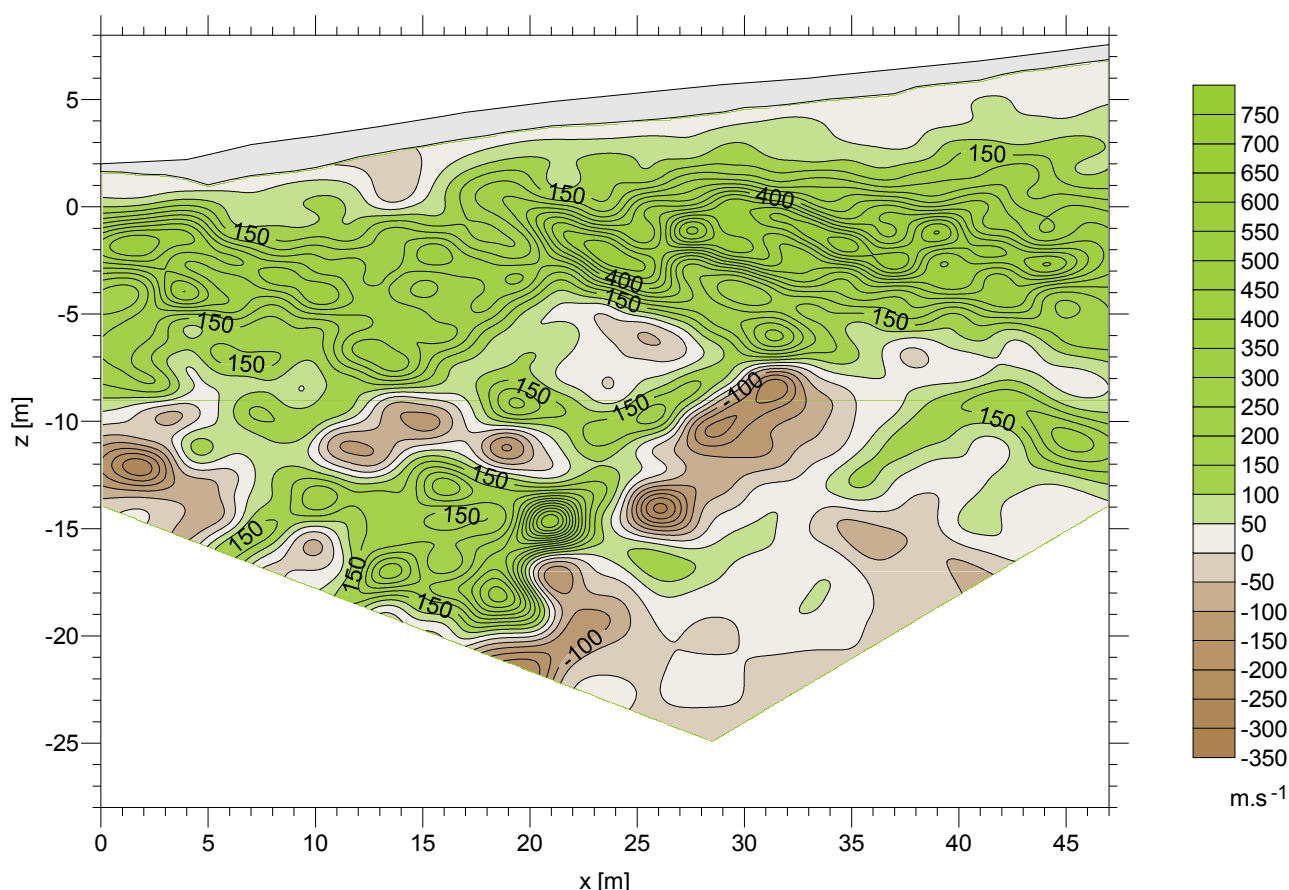
Obr. 28: Příklad tvaru dráhy paprsku v gradientovém prostředí. V pravém horním rohu obrázku část vlnoplochy. (2.)

Na obr. 29 je rozdíl mezi hodnotami rychlostí v tomografickém řezu a v řezu s lineárním rychlostním zákonem (předpokladem). Kladné hodnoty ukazují místa v řezu, kde se v tomografii nachází vyšší hodnoty rychlostí. Například na metrži 8 v hloubce od -7 m je rozdíl vysoký. Ve stejném místě je na tomografickém

řezu rychlostní elevace. Rychlosti, které se do této oblasti promítaly v metodě s lineárním zákonem, byly nízké vzhledem k neplynulosti prostředí a tak je elevace nahrazena depresí. Body vypočtené touto metodou ztrácejí spolehlivost se zvětšujícím se l , takže spodní část řezu může být zdeformována. Obr. (30) může napovídat spolehlivost řezu pomocí vertikálního gradientu vypočtených rychlostí. Podle tohoto obrázku je gradient rychlostí směrem do hloubky přibližně dodržen do hloubky -5 m.



Obr. 29: Rozdíl mezi hodnotami rychlostního řezu spočteného tomografií a hodnotami v prostředí s platností lineárního rychlostního zákona.



Obr. 30: Vertikální gradient rychlostí směrem do hloubky spočtený pro výsledný řez metody předpokládající lineární rychlostní zákon změny rychlosti směrem do hloubky.

V levé části hodochron se možná nachází hodochrony difragovaných vln. Zdrojem může být výrazné zakřivení rozhraní, ostrá rychlostní elevace, vertikální stupeň, atd. Výpočty metod t_0 a obecné inverze fungují pro hodochrony lomených vln, metoda s platností lineárního zákona využívá refragovanou hodochronu. Proto výsledky v levé části profilu z těchto metod nemusí být spolehlivé. Jako spolehlivý se jeví výsledek tomografie, která jako jediná z testovaných metod využívá k nalezení optimálního výsledku přepočítání dráhy paprsků omezený pouze na počet bodů na hranicích buněk, kterými se může paprsek šířit.

5.2. Porovnání seismických zdrojů

V práci byl studován alternativní seismický zdroj, DPS a výsledky porovnávány s výsledky za použití kladiva.

Zdroj DPS je efektivnější při snižování šumu. Vzhledem k tomu, že se jedná o normované úder, sumace úderů na stejném bodě zvýrazní užitečný signál lépe, než je tomu u kladiva. Ačkoliv energie jednoho úderu je zřejmě nižší, nebyl problém sumovat i více než 10 úderů. To mohlo mít za následek výraznější vlny v dalších vstupech a vyšší obsah frekvencí, které by jinak nebyly kvůli šumu čitelné.

Lepší frekvenční obsah vyšších frekvencí byl patrný na záznamech z DPS v porovnání s kladivem i při porovnání různých hloubek zaboření hrotu DPS. U těchto záznamů byla dráha paprsků kratší o jednu vzdálenost v pokryvu, který filtruje vyšší frekvence. Na záznamech z metráže 25,5 však vidět, že vyšší

frekvence obsahují i signály z DPS nejbližší zdroji, kde mohly mít paprsky dokonce delší dráhu v pokryvu, než paprsky z kladiva. Proto je možné, že i samotná DPS generuje vyšší frekvence, než kladivo, to však nebylo dále zkoumáno.

Je důležité zjistit, jestli maximální energie úderu je na hrotu DPS, aby bylo možné jej brát jako bodový zdroj. Vzhledem k vyššímu frekvenčnímu obsahu záznamů buzených z větší hloubky zaboření hrotu DPS na stejném bodě, se zdá, že ano. V tom případě odpovídá i časový posun těchto záznamů. Je zde vycházeno z úvahy, že pokud by bylo maximum energie na hrotu, k sepnutí hlubšího zdroje by došlo později, protože trvá déle, kým vlna dorazí ke spínacímu geofonu, než je tomu u mělčího zdroje. Hlubší zdroj má pak nižší časy příchodů P-vln a to odpovídá naměřeným datům.

Pokud byl hrot DPS na rozhraní, pak zdroj generoval výraznou SV vlnu šířící se podél rozhraní. To byl další důvod, proč byla na záznamech patrná S-vlna naproti záznamům z kladiva.

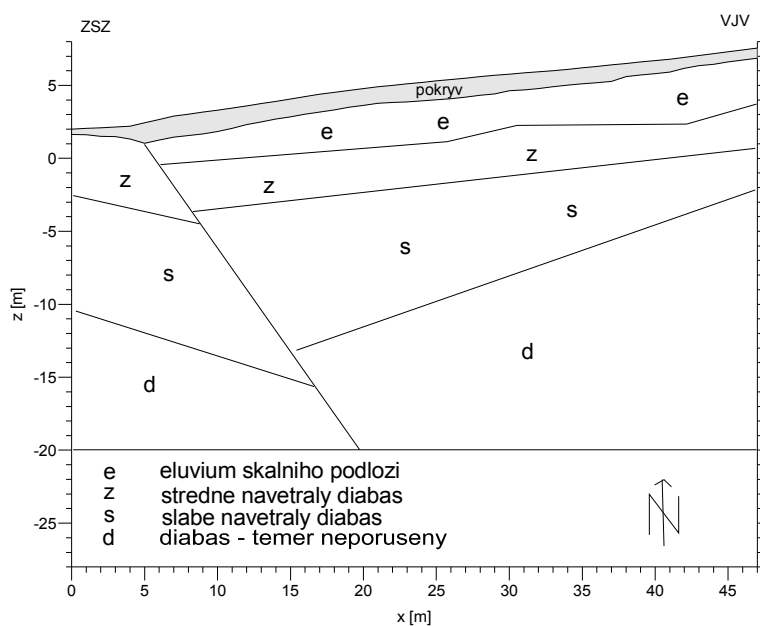
Výrazná změna dynamického odporu horniny při zaražení hrotu DPS již nemusí být seismickým rozhraním a z interpretací vyplývá, že seismickým rozhraním je povrch eluvia skalní horniny.

Vránci měření byl problém určení okamžiku úderu závaží DPS vyřešen uspokojivě, nicméně pro běžná měření tímto způsobem je toto řešení nevyhovující. Pro jednodušší interpretaci, kdy nebude nutné zavádět časové opravy na okamžik úderu, je nutné vymyslet jiné řešení.

Vzhledem ke geometrii pozice bodu úderu pomocí DPS je pravděpodobné, že na záznamech bude přímá vlna nahrazena vlnou difragovanou. Vzhledem k nedostatku dat (většina úderů byly přístřely a na hodochroně vlny z metráže 25,5 velice brzy nastoupila lomená vlna nebo vlna blízká lomené), nebyla tato hypotéza dostatečně potvrzena.

6. Geologická interpretace

Na základě geologických podkladů a výsledků seismického měření byl zkonstruován geologický řez pod studovaným profilem. Za nejvhodnější model byl vybrán tomografický řez a vrstva pokryvu byla určena z metody t_0 , která lépe rozezná skok v rychlosti pod vrstvou pokryvu (obr. 31).



Obr. 31: Geologický řez studovaného profilu.

7. Závěr

Při posuzování vhodnosti metod k vyhodnocování seismických dat je důležitá geologická představa o prostředí. Na jejím základě se pak dá stanovit, zda-li je vybraná metoda vhodná nebo jakým způsobem výsledek zkreslí.

Metoda t_0 a metoda obecné inverze dokáží spolehlivě stanovit mocnost a rychlost pokryvu. Metoda obecné inverze s konstantními rychlostmi ve vrstvách je však pro stanovení další vrstvy pouze orientační v prostředích s měnícími se rychlostmi. Metoda t_0 dokáže poměrně spolehlivě stanovit hloubku hlubšího rozhraní i s hodnotami rychlostí, avšak pokud je nad tímto rozhraním vertikální rychlostní gradient, pozice rozhraní bude posunutá ve vertikálním směru v závislosti od gradientu. V tom případě je na místě uvažovat o modifikaci metody t_0 a zavést opravu na vertikální gradient, nebo použít tomografii, která dokáže rozeznat i složitější struktury. Tomografii lze využít i v prostředí, kde téměř chybí pokryv. V opačném případě je nutno zasáhnout do výpočtu a omezit jej tím, že se přikáže srveční vrstva konstantní rychlosti se skokem v rychlosti na rozhraní. Poslední metoda dle (Skopec, 1990) ^(3.) využívá k určení rychlosti a mocnosti pokryvu metodu t_0 a dále postupuje výpočtem vertikálně gradientového prostředí, je však silně závislá na hodnotách z metody t_0 a citlivá na nehomogenity prostředí. Hodí se proto pouze pro prostředí dobře aproximovatelné spojitým nárustem rychlostí do hloubky

V prostředí, kde nelze předpovídat s dostatečnou přesností mocnost pokryvu a je možné, že je velice nízká, lze uplatnit dynamickou penetrační soupravu, která velice dobře funguje jako úderový hloubkový bodový zdroj seismické energie. Je však potřeba vyřešit určení přesného okamžiku úderu. V práci bylo potvrzeno, že maximální energie je na hrotu soupravy, zaražené ve skalním podloží. Vlivem geometrie úderu a schopnosti eliminovat šum snáze, než je tomu za použití kladiva, bylo potvrzeno, že výsledné signály mají širší frekvenční rozsah, čeho je možné využít k přesnějšímu stanovení vln v prvním i v dalších vstupech. Kromě P-vlny souprava generuje za určitých podmínek výraznější SV-vlnu.

8. Zdroje

1. ASTER, Richard, BORCHERS, Brian, THURBER, Clifford. Parameter Estimation and Inverse Problems. Elsevier Academic Press, 2005.
2. BROKEŠOVÁ, Johana. Asymptotic Ray Method in Seismology. Praha: Matfyzpress, 2006.
3. CIDLINSKÝ, Karel, SKOPEC, Jiří. Seismický průzkum I. Praha: Státní pedagogické nakladatelství, 1990.
4. FUKA, Matěj, MARSCHALCO, Marian, KŘÍSTKOVÁ, Veronika, KOVÁŘ, Luděk. Studie dynamické penetrace pro zlepšení možnosti inženýrsko-geologického průzkumu v ostravské pánvi. In: Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské - Technické univerzity Ostrava. Číslo 1, rok 2008, ročník VIII, řada stavební, článek č. 37. [online]. Ostrava, 2008. [vid. 2016-08-06]. Dostupné z: <https://dspace.vsb.cz/bitstream/handle/10084/71070/FAST-2008-8-1-375-fuka.pdf?sequence=2>
5. Geode Ultra-Light Exploration Seismograph. Geometrics.com. [online]. [vid. 2016-08-07]. Dostupné z: <http://www.geometrics.com/geometrics-products/seismographs/geode/>
6. Geologická mapa 1:50 000 - Česká geologická služba. [online]. [vid. 2016-08-07]. Dostupné z: http://www.geology.cz/app/ciselniky/lokalizace/show_map.php?mapa=g50&y=770744&x=1057572&r=2000&s=1
7. Geophones GS-20DX by Geospace Technologies. GeoSpace Technologies. [online]. [vid. 2016-08-07]. Dostupné z: <http://www.geospace.com/geophones-gs-20dx/>
8. Golden Software - 2D & 3D scientific data visualization solutions. [online]. [vid. 2016-07-31]. Dostupné z: <http://www.goldensoftware.com/>
9. CHALUPA, František. Ústav hydrogeologie, inženýrské geologie a užité geofyziky, PřF UK, Praha. [ústní sdělení]. Praha, 2014.
10. CHLUPÁČ, Ivo, BRZOBOHATÝ, Rostislav, KOVANDA, Jiří, STRÁNÍK, Zdeněk. Geologická minulost České republiky. 2. vydání. Academia Praha, 2011.
11. MATLAB - MathWorks. [online]. [vid. 2016-08-03]. Dostupné z: <http://www.mathworks.com/products/matlab/>
12. Seismic Software. Geometrics.com [online]. [vid. 2016-07-04]. Dostupné z: <http://www.geometrics.com/geometrics-products/seismographs/download-seismograph-software/#SeisImager/2D>
13. TÁBOŘÍK, Petr. Fotoarchiv autora. [fotografie]. Koněprusy, 2014.
14. VILHELM, Jan. Seismický průzkum. [přednáška]. Praha, PřF UK, zimní semestr 2011/2012.